浊积砂体形成与分布的沉积模拟

刘忠保　王新海　著

石油工业出版社

责任编辑：庞奇伟
封面设计：赛维钰
责任校对：罗彩霞

ISBN 978-7-5021-7673-0

定价：30.00 元

中国石油科技风险创新研究项目(07－06D－01－04－02
油气资源与勘探技术教育部重点实验室

浊积砂体形成与分布的沉积模拟

刘忠保　王新海　著

石 油 工 业 出 版 社

前　言

浊积砂体是浊流携带的大量碎屑沉积物在深湖区堆积形成的砂(砾)体,与近岸滨—浅湖区的砂体在沉积环境、形成机理和岩性上均有很大差别。浊流是一种水和大量泥、砂、砾等物质混合而成的密度流,因密度比周围水体大而下沉水底,沿湖(海)的斜坡或沟谷向低处流动,一直到浪基面以下的深水区才沉积并保存下来。浊流是沉积物重力流中最常见、最重要的一种,其他重力流如碎屑流、颗粒流和液化流在搬运过程中都易转化为浊流。在暴风浪强烈地区,只有暴风浪基面以下的浊流沉积才能免遭风浪的冲刷改造而保留原有沉积特点。浅水地区也可能有浊流物质堆积,但易遭波浪作用改造破坏,所以我们看见的古代浊积砂体多属深水沉积。浊流中碎屑物质含量是很高的,其中泥质与水混合能将粗碎屑砂砾悬浮起来,即所谓基质支撑作用,另外,还在湍流、碎屑颗粒的粒间碰撞和粒间流体的向上运动等多种机制的支撑作用下,使浊流在搬运过程中碎屑物质处于悬浮状态,带动其中流体,在重力作用下呈整体搬运。当浊流到达低处减速停止时,其中碎屑物下沉的方式是按递变悬浮方式,因而浊积砂砾岩层多呈正粒序(亦称正递变)。所以在垂向剖面上浊流砂体呈现的最基本特点是夹于暗色深水泥岩中的正递变砂(砾)层。

浊积砂体多是多次浊流形成的多个叶体叠加的复合体,后继的叶体向前推进或向后退缩,会在复合体的垂向剖面上表现出向上变粗(反旋回)或向上变细(正旋回)的层序,然而每一次浊流形成的砂层(单砂层或一个由砂至泥的韵律层)总表现为正递变(正粒序)和向上变细的层序,反映每次浊流搬运能量的逐渐衰减过程。因而,判断是否属于浊积成因砂体时,不能只看复合体的总层序(电测曲线上表现的钟形或漏斗形曲线),还要看其中单砂层的特点,并结合围岩所反映的沉积环境是否为深水环境。

浊积砂体类型的划分有多种方式。一种是按物质成分分为陆源碎屑型的,碳酸盐型的和火山碎屑型的,本书只讨论陆源碎屑型的。另一种是按浊流的物质来源是岸上洪水的直接输入还是近岸浅水砂体的滑塌再搬运,分别称为洪水浊积岩和滑塌浊积岩,海盆中后者居多,湖盆中两者兼有,而以洪水型的占重要地位,因为湖泊面积小、岸陡、物源近、入湖河流季节性变化大,洪水期、尤其灾难性洪水时,河水中含有大量泥砂,成为洪水密度流,在迅猛奔流时,可以一直搬到深湖区,特别是邻近湖盆陡岸侧的深湖区。至于具体浊积砂体中何种物质来源为主,与砂体在湖盆内所处位置有关,不同位置的浊积砂体,不仅浊流来源方式有别,更重要的是砂体的大小、形态、岩性、物性和含油性均有很大差别,这对研究砂体成因和勘探油气均有很重要的实用意义。

根据资料调研,目前世界上有1200~1300个油气田是来自于陆坡附近的深水沉积体系中,巨型油气田有40余个(Stow,2000),其中地层岩性油气藏占相当重要的地位。在低水位期,随着岸线向深湖迁移至坡折之下,基准面也随之下降而低于陆架表面,从而使陆架之上成为剥蚀区或暴露区,形成复杂的河流或深切谷体系;同时大量陆源物质被河流搬运到坡度大、

水体深的陆坡处入海，形成以重力流为主的进积型盆底扇、斜坡扇等深水沉积体系；重力流在其搬运过程中同时对水下地层产生侵蚀作用，从而使深水沉积体系具有高度复杂的空间叠置关系。

大型坳陷湖盆虽然不存在陆架—陆坡体系，但发育湖盆坡折带，尽管湖盆坡折带的高差、宽度、水深、规模均比海盆中的陆坡小，但形态相似，而且坡度与一些较缓的陆坡相可对比，已有的研究成果表明湖盆坡折带附近同样是地层超覆和削蚀特别发育的地区。松辽盆地、渤海湾盆地、准噶尔盆地以及珠江口盆地等不仅存在一级坡折带，而且发育多级坡折带，每级坡折带都对地层层序和体系域均具有明显的控制作用。

坡折带控制下的低位体系域多发育重力流成因的湖底扇和斜坡扇体系，有关重力流成因及分布的物理模拟实验国外已有多篇文献报导，比较重要的有：

(1) Kuenen 于 1937 年为验证 Daly 提出的假说，第一次进行的密度流实验；

(2) Kuenen 于 1950 年首次开展的高密度浊流实验；

(3) Hampton 等于 1972 年首次完成的水下碎屑流的系列实验；

(4) Postma 等于 1988 年再次开展的高密度浊流实验；

(5) Marr 等于 1997 年首次完成的低粘土含量的砂质碎屑流实验；

(6) Mohrig 等在 1998 年为证明水下碎屑流的水湿润滑作用而进行的首次实验；

(7) Gladstone 等于 1998 年重新开展的重力流实验；

(8) Yu' suke Kubo 等于 2002 年为其开展深水沉积物数值模拟所完成的浊流实验；

(9) Tetsuya Sakai 等在 2002 年以验证沉积物颗粒组构特征为主要目的的浊流实验。

上述实验从不同角度对重力流的搬运及沉积过程进行了深入的分析和研究，但是存在的不足在于多强调重力流本身的特征和变化，未注意坡折带的性质如地形坡度、高差、浅湖宽度与沉积物供给以及基准面的变化对重力流形成的综合影响；此外，对重力流形成的控制条件，尤其是形成重力流的临界坡度和高差讨论的较少。

根据国外研究成果以及中国大型坳陷湖盆重力流发育的调查，初步研究认为，湖盆斜坡带以及深水环境中分布的地层岩性圈闭主要是重力流成因形成的。重力流沉积主要有三种可能的成因模式：

(1) 牵引流砂质载荷沿斜坡滑动形成的砂质碎屑流。当河流携带大量砂质碎屑物质进入湖泊后，在河口处湖盆斜坡较陡的情况下，砂质碎屑不能在河口处堆积下来，形成稳定的浊积砂体沉积体，砂质碎屑沿陡坡以碎屑流的形式继续向深湖区搬运，在湖底形成碎屑流沉积体。

(2) 沉积物重力再搬运重力流。在斜坡高部位堆积的不同类型沉积物，尤其是沉积速率比较高的浊积砂体前缘，在一定触发机制下，如地震、海啸以及波浪等，由于重力作用使沉积物沿斜坡运动形成重力流。

(3) 洪水型浊流。富含泥沙浑浊的洪水以较快的速度进入清澈的湖盆，由于密度差和惯性作用，洪水沿斜坡底部以浊流形式流动，在坡脚以及湖盆底部形成浊积岩。

物理模拟实验主要以上面三种成因深入开展研究。

本书共分七章，第一章详细介绍了物理模拟实验技术的研究历史、研究现状及发展趋势，并探讨了物理模拟研究的局限性。第二章介绍了物理模拟的理论基础，包括物理模拟研究的

基本原理及物理模拟研究方法。第三章、第四章、第五章、第六章依次介绍了砂质碎屑流、沉积物重力再搬运重力流、洪水性浊流及涌流型浊流模拟实验，探讨了各类浊积砂体形成及发育的主控因素及砂体沉积演化特征。第七章详细介绍了洪水浊积砂体沉积数值模拟研究。

本书第一章、第三章、第四章、第五章、第六章由刘忠保编写。第二章第一节由王新海编写，第二节由刘忠保编写。第七章第一节、第四节由王新海编写，第二节由刘忠保编写，第三节由刘忠保和王新海共同编写。全书由刘忠保和王新海统编和定稿，所有图件由熊先钺负责清绘。

在本书编写过程中，特别感谢赖志云教授为沉积模拟实验所做的奠基性的工作！特别感谢张春生教授作为沉积模拟重点实验室负责人所开展的大量的技术支撑工作！特别感谢中国石化石油勘探开发研究院荆州所贺自爱教授在百忙之中为本书作序！在本书完成过程中得到了中国石油天然气股份有限公司科技发展部方朝亮教授、罗志斌教授、刁顺博士后的热情指导和鼓励，中国石油勘探开发研究院裘怿楠教授、顾家裕教授、薛叔浩教授、陈丽华教授、罗平教授、贾爱林教授及长江大学张昌民教授、何幼斌教授、罗顺社教授、胡望水教授、王正允教授、李建明教授、陈恭洋教授、胡明毅教授、李维锋教授、肖传桃教授、龚文平教授、张尚锋教授、王振奇教授、林小云教授、尹太举教授、汤军教授、李世雄博士、施冬博士、彭德堂高级工程师、罗进雄博士等给予了耐心的帮助，并提出了许多宝贵意见和建议，在此深表感谢。

由于笔者水平有限，缺点和错误难免，敬请各位同行、专家批评和指正！

序

沉积模拟技术是在水动力学、沉积学和储层地质学基础上发展起来的一项描述及预测技术，可分为物理模拟和数值模拟两个方面，二者相互渗透、相互依赖、相互促进。物理模拟过程可为计算机数值模拟提供物理模型和流速场的某些定量参数，使数值模拟过程和结果较少受人为因素的干扰；而数值模拟不受比例尺和实验条件的限制，具有较好的预测性、前瞻性和抗干扰性。

沉积模拟的理论基础是质量守恒定律和能量守恒定律，以及由此而导出的几何相似、运动相似和动力相似等准则。对于不可压缩流体来说，流体的运动过程遵循水流连续性方程、水流运动方程、泥砂连续性方程和河床变形方程等。其基本步骤是根据沉积结果建立地质模型，将地质模型上升为物理模型和数学模型，从而构成实验模拟的主体。

实验模拟已成为沉积学发展的三大支柱之一，与现代沉积、古代沉积研究珠联璧合，构成沉积学的整体水平。我国现代沉积、古代沉积，尤其是后者的研究自有其优势与特色，特别是内波、内潮汐沉积的研究，更是一枝独秀。但实验模拟一直以来都寂寂无声，难与古代沉积的研究相媲美。浊流沉积的研究伴随板块构造自20世纪70年代在国内兴起后，得到了蓬勃发展。然而浊流的沉积模拟依然迟迟不前，偶尔有点成果也是寥若晨星。刘忠保、王新海教授所著《浊积砂体形成与分布的沉积模拟》一书，填补了沉积模拟方面的空白。

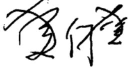
此书有两个显著的特点：一是物理模拟与数值模拟的结合。这一结合代表了新的发展趋势，也意味着我国的实验模拟形成新的跨越。尽管前路漫漫尚有许多路要走，却为人们开启了新的研究途径。二是与我国油气勘探的结合。模拟的方向不是纯理论的，而是旨在解决我国深层次油气勘探、开发中所遇到的重大问题，以隐蔽油气藏的勘探和剩余油的开发为重心。这正是我国陆相油气藏勘探面临的难题，深入开拓的瓶颈。

模拟的内容涉及洪水浊流与滑塌浊流的形成与分布。这两种浊积砂体在我国古代陆相湖盆中都不鲜见，成为隐蔽油气藏精雕细琢的勘探对象之一。对其形成机制、搬运方式、分布特点、演化规律的模拟，自然对我国深层次油气勘探的“拨

雾显隐”产生深远影响。

实验模拟作为沉积学研究的支柱之一，专著的问世若“一石破水”。所取得的新成果、新认识，亦将成为我国浊流研究大厦的新支点，填补残缺。大自然的神秘给任何领域都留下未知之奥。浊流沉积认识的过程亦不例外，像浊流中是否必有递变层理或鲍马序列就是争议之一。前人已有回答，因而才有经典浊积岩与非经典浊积岩之分。而刘、王两位教授却从另一角度作了答卷，以改变泥砂含量引发沉积结构的模拟结果，为不具鲍马序列、非经典浊流沉积的形成提出一证，这也是贡献方方面面之一。

此书为我国学者在这一领域的一部系统学术专著，对其问世我由衷高兴，特致贺忱，并希望以此为契机，推动我国沉积学的阶崇万级。



2009 年 5 月

目　录

第一章　物理模拟实验技术

第一节　研究历史、研究现状及发展趋势

沉积模拟研究始于19世纪末期，至今已走过了逾百年的坎坷不平的研究历程。回首百年，可将沉积模拟研究分为三个阶段：即19世纪末至20世纪60年代的初期阶段、20世纪60年代至80年代的迅速发展阶段和90年代以来的定量研究及湖盆砂体模拟阶段，每个阶段都有其研究重点和热点。可以认为20世纪60年代以后的沉积模拟研究成果推动了不同学科的交叉与繁荣，促进了实验沉积学的飞速发展，奠定了现代沉积学的基础。

一、物理模拟技术的研究历史

1. 以现象观察描述为主要研究内容的初级阶段

19世纪末，笛康（Deacon，1894）首次在一条玻璃水槽中观察到泥沙运动形成的波痕，并对其进行描述。吉尔伯特（Gilbert，1914）第一次用各种粒径的砂在不同的水流强度下进行了水槽实验，较详细地观察和描述了一系列沉积现象和沉积构造，他当时描述的沙丘后来被其他研究者命名为不对称波痕。此后在四五十年代，爱因斯坦（Einstein，1950）、布鲁克斯（Brooks，1965）、伯格诺尔多（Bagnold，1954，1966）等亦完成了一些开拓性的实验，并建立了实验沉积学的一些基本方法（Bates，1953；Laursen，1958；Vanoni 和 Nomicos，1960；Friedman，1961；Lane，1955；Doeglas，1962），但这一时期的实验内容总体比较简单，多以实验现象的观察和描述为主，缺乏理论分析和指导。西蒙斯和理查德森（Simons 和 Richardson，1961，1965）关于水槽实验的系统研究报告在沉积学界引起震动，应看作是该时期实验研究的代表性成果，因其主要研究成果已被用于沉积学教科书，这里有必要对 Simons 的研究作一概述。

Simons 的实验是在一长为150ft、宽8ft、深2ft 的倾斜循环水槽上进行的，水槽的坡度可在0～0.013°之间变化，流量变化范围为2～22ft^3/s。此外，Simons 等人的特殊研究还用到一个长60ft、宽2ft、深2.5ft 的较小的倾斜循环水槽，小水槽的底坡可在0～0.025°之间变化，其流量的变化范围为0.5～8ft^3/s。2ft 宽的小水槽中进行特殊研究是为了确定黏度、河床质密度和河床质的分选情况在冲积河道流动中的重要作用而进行的。

Simons 给出了8ft 宽的大水槽中用到的河床质的粒径分布（图1－1）和2ft 宽小水槽中用到的河床质的粒径分布（图1－2）。除作特别规定外，粒径分布均以沉降粒径表示（Colby 和 Christenson，1964）。Simons 的这一分布曲线是建立在试验研究期间和试验研究之后对随机抽取的大量砂样进行粒度分析的基础之上的。

Simons 和 Richardson 自1956—1965年完成了一系列的实验，每次试验的一般步骤是：就

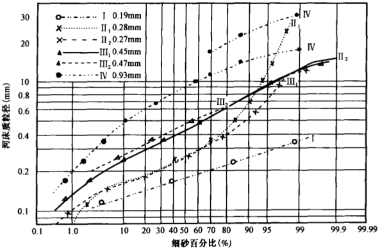


图 1-1 8ft 宽水槽用砂的粒径分布曲线(据 Simons 等,1961)

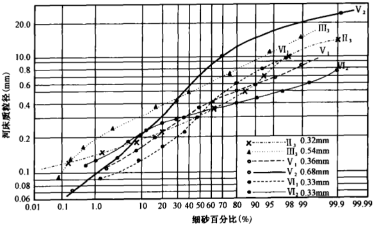


图 1-2 2ft 宽水槽用砂的粒径分布曲线(据 Simons 等,1961)

一给定的水—泥砂混合物流量进行循环,直到建立起平衡流动条件为止。Simons 把平衡流动定义成这样的一种流动,即除进出口效应波及的范围不计外,在整个水槽上流动所确立的床面形态和底坡与流体流动和河床质特征相一致,也就是说,水流的时均水面坡度为一常数,并与时均河床底坡平行,而且河床质流量的浓度为一常数。注意,Simons 等在此特别强调,这里不应把平衡流动与恒定均匀流动的概念混淆起来,因为对于水砂平衡流动,流速在同一空间点以及从这一空间点到另一空间点都是可以变化的。换句话说,除平坦底形外,在冲积河道中并不存在经典定义的恒定均匀流($\frac{\partial v}{\partial t}=0,\frac{\partial v}{\partial x}=0$)的情况。

在建立起水砂平衡流动之后,Simons 等确定出水面坡度 S、水—泥砂混合物的流量 Q、水

温 T、水深 D、垂向流速分布 v_y、总泥砂浓度 G、悬移质浓度 C_s、河床形态的几何特征（如长度 L、高度 h 和形状）等。此外，他还要用静物摄影机摄下各组试验的河床和水面的照片。

通过实验的详细观察，Simons 认为：冲积河道中的水流可以分成下部流动状态和上部流动状态，在这两个流态之间存在一个过渡状态（表 1－1）。这一分类是建立在床面形态的形式、沉积物搬运方式、能量耗散过程和水面与床面相位关系的基础上的。

表 1－1　流动状态的分类（据 Simons 等，1961）

流动状态	底　形	河床质浓度（μg/g）	沉积物搬运方式	糙度类型	床面与水面的相位关系
下部流动状态	沙纹 沙丘上的沙纹 沙丘	10～200 100～1200 200～2000	间断的	形态糙度为主	不同相
过渡状态	冲蚀沙丘	1000～3000		可变的	
上部流动状态	动平床 逆行沙丘 急滩与深潭	2000～6000 2000 以上 2000 以上	连续的	颗粒糙度为主	同相

（1）下部流动状态。Simons 的研究表明：在下部流动状态下，流动的阻力大而沉积物的搬运量相对来说比较小。底形不是沙纹就是沙丘或者是沙纹和沙丘的某种组合形式。这些沙纹、沙丘皆呈现形状不规则的三角形体。水面波动与床面起伏不同相位。并且在每个沙纹和沙丘顶部的下游处有一个相当大的分离区，这一实验观察结果至今仍是指导我们开展冲积砂体物理模拟的基础。通过详细的观察记录，Simons 注意到河床质搬运的最常见的方式是以单个泥沙颗粒沿沙纹或沙丘的背流面向上运动和背流面向下崩塌的形式出现的。当沉积物颗粒在背流面上抵达沙纹或沙丘的顶部之后，它们仍滞留在顶部，直到暴露滞留于沙丘的向下运动的作用为止。因此，泥砂颗粒就重复这种在沙丘背面向上运动、崩塌和驻止的循环。这样一来，大多数河床质颗粒的运动是分阶段的，即只要是沙纹和沙丘，颗粒运动的每个阶段的时间的长短取决于水流速度和沙纹或沙丘的高度。

Simons 等认为，沙纹或沙丘向下游运动的速度与它们的高度和泥砂颗粒在其背流面上向上运动的速度有关，沙纹这种床面形态是下部流动状态中最常见的一种底形。但是，在天然水流和河流中，叠有沙纹的沙丘则是下部流动状况的主要底形（Kennedy，1963；Bates，1953；Kuiper，1960；Raudkivi，1963）。

（2）上部流动状态。在上部流动状态中，流动阻力小而沉积物的搬运量大。最常见的底形为动平床或逆行沙丘。除发生水面波破碎的逆行沙丘外，此时的水面波与床面起伏同相位，而且在流体与边界之间通常没有分离现象。在发生破碎现象之前，逆行沙丘顶部的下游处存在一个小的分离区。流动阻力是由于泥砂颗粒移动时的颗粒糙度、波的形成和平息以及逆行沙丘破碎时的能量耗散引起的（Postma，1967；Allen，1968）。

（3）过渡状态。从下部流动状态的沙纹向上部流动状态的动平床和驻波过渡的河床形态是不稳定的，在这两个流动状态的过渡区，床面形态的范围可能从典型的下部流动状态的床面

形态变化到典型的上部流动状态的床面形态。Simons 观察认为，这主要取决于前期条件，若床面形态为沙丘，就可以把水深或底坡增加到与上部流动状态更为协调的数值而不改变底形；或者反过来，若底形为动平床，则可以把水深和底坡减小到与沙丘更为协调的数值而不改变底形。在从下部流动状态向上部流动状态的过渡区里，沙丘变为动平床之前，沙丘通常要减小其波幅而增大波长。

Simons 进一步观察发现，不同类型的交错层理跟循环水槽中平衡流动条件下形成的各种底形有关。所有的流动，甚至是顺直河道中的流动均有向曲流变化的趋势，正是这一趋势使得底形和交错层理的类型变得复杂起来。河床上的大型沙坝进一步增强了河道向曲流河变化的趋势（Hill，1966；Harms et al，1963；Leopold 和 Wolman，1957）。沙坝是冲积河床上紧靠凸岸一侧出现的一种沉积砂体，沙坝一旦形成就又向河道的另一岸发展。实验过程中，这种沙坝的幅度可能很小，以致在一给定的系统中，特别是宽深比很小的河道中几乎不为人注意。但是，如果通过减小水深或加宽河道来增大宽深比，这种大型沙坝就可能发展到几乎跟河流整个水深相当的程度。河床糙度的常规形态一般是叠加在这些大型沙坝上的。但是当沙坝上的水深、局部坡度以及水流方向随着沉积作用和沙坝的发展变化时，底形将急剧地改变。此外，这一时期 Lane 和 Carlson（1953）、Laursen（1956）、Meyer 和 Muller（1948）、Prandt（1930）、Trowbridge（1930）、Jeopling（1964）、Krumbein（1942）、钱宁和周文浩（1961）、Allen（1963，1964）、Potter 和 Petti John（1963）、Sheldon（1928）、Leopold（1960）、Fisk（1951）也在实验室内及野外开展了类似的研究工作。可以认为以 Simons 为代表的这一时期的实验及野外观察加深了人们对沉积作用的物理过程和沉积构造的水力学意义的认识和理解，大大推动了沉积学的发展。

2. *以底形研究为主要内容的迅速发展时期*

20 世纪 60—80 年代，随着科学技术的发展，模拟实验的装备及技术日趋完善，实验内容已不仅仅局限在沉积现象的观察与描述方面，而深入到沉积机理的研究。

舒姆（Schumm，1968，1971，1972，1977）用水槽实验研究了凹凸不平的底床对流量变化的反应，Kailinske（1987）、Cheel（1986）、Fraser（1990）、Bridge（1981）、Leeder（1983）、Luque（1974）、Crowley（1983）、Bridge（1988，1981）、赵霞飞（1982）、Yalin（1972，1979）、Coleman（1973）、Dietrich（1978）、Bridge（1976）、Saunderson（1983）从室内到野外研究了各类底形的生长情况；麻省理工学院地球和行星科学系的苏萨德与他的同事博格瓦尔（Southard 和 Boguchwal，1973）用一条长 6m，宽 17cm，深 30cm 的倾斜水槽进行了从波纹到下部平坦床沙的实验研究，继而在 1981 年，又与加拿大学者科斯特罗（Costello 和 Southard，1981）合作，在一条长 11.5m，宽 0.92m 的水槽中用分选很好的粗砂研究下部流态底形的几何、迁移和水力学特征。1982 年，苏萨德还与新泽西州立大学地质科学系的埃施里（Southard Boothroyd，1971；Ashley，1982）合作，用水槽模拟爬升波纹层理的沉积特征，应用水深和平均速度来表征在松散泥砂河床的明渠均匀流中的床面形态，如果以无因次水深、速度和粒径（或者以这三个变量本身）为坐标，便可得一种三维空间曲面图形，图中各点可能的床面形态具有一一对应的特点。

这一时期有 3 个学者值得提及，他们是 J. B. Southard、J. R. L. Allen 和 J. L. Best，由于他们的出色工作，使沉积学科有了稳固的基础，也是沉积模拟研究焕发了新的生命力。

J. B. Southand 的工作系统总结了前人的研究成果,提出了一系列独到见解,绘制了许多有关速度—粒径—水深等图形,进一步从本质上揭示了三者之间以及三者与底形的关系。Southand 根据美国地质调查局水槽实验数据绘制的从细砂到特粗砂五种粒径的水深—速度剖面图表明,随着平均速度的增加,砂粒较细时邻接而不交叠的区域为沙纹、沙丘、过渡形态和平坦底床,而砂粒较粗时相应的区域则为下平坦底床、沙丘、过渡形态和上平坦底床;区域的边界几乎与水深轴线平行或稍微倾斜。其中每个区域在水深较小或速度较高时均被驻波或逆行沙丘区截断。Southand 所开展研究工作的意义在于第一次阐明了底形不仅与流速有关,同样也与泥砂粒径相关(Hooke,1968;Coleman,1967)。

水深为 0.2m 的粒径—速度剖面图(图 1-3)更清楚地表明各床面形态区域随泥砂粒径变化的关系。几条试验数据的连线表明,在细砂和中砂范围内,处于沙纹和平坦底床区之间的沙丘区,当泥砂粒径减小到约为 0.08mm 时便随之尖灭;泥砂粒径更小时,沙纹就直接变成平坦底形。但是较细砂粒的沙纹区和较粗砂粒的下平坦底形区之间的关系仍不清楚。

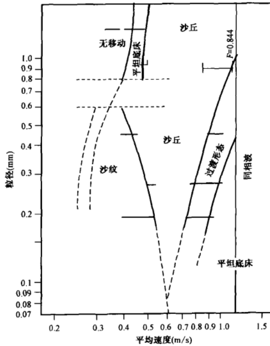


图 1-3　水深为 0.2m 的粒径—速度图

如果流体和泥砂的密度发生变化,则对于每一泥砂与流体的密度比,就有不同的水深—速度—粒径图。砂粒在水中和在地球表面的空气中的密度比差别很大,这可以通过中间密度比的试验来加以衔接。

图 1-3 中水深—速度剖面图表明,至少对于一些较浅水深,床面形态的序列在不同水深情况下随着平均流速的增加差别很大,因此不能只用速度来表示。在给定泥砂粒径情况下,为

了确定这种类型的床面形态，就必须同时指定水深和速度（Coleman，1969；Middleton，1976），所以对于确定与已知泥砂粒径和床面形态对应的流动条件的反问题，任何成功的方法都必须考虑水深和速度。这样做在物理上是合理的，因为对于任何流动中的给定边界形状，流动结构的各个方面（包括流动分离形式、紊流结构、边界切应力分布以及输砂率沿程分布）是由某一雷诺数 $\rho vL/\mu$ 确定的（Hooke，1975），其中 v 为特征流速，而 L 为系统规模大小的量度（在 Southard 所考虑的明渠均匀流中，v 和 L 最符合逻辑的取值是平均速度和水深）。

J. R. L. Allen 的创造性工作在于通过流体力学和松散边界水力学的研究成果所体现出来的物理学方法对沉积学的进展起着重要的作用（Jackson，1975；Hickin，1978；Boguchwal，1977）。紊流逐渐被人们认为是一种涉及有序的流动结构（Francis，1973），而且这一点对几种沉积构造的成因和悬移质的搬运意义非常重大。沉积物搬运理论的最新进展均源于将沉积物载荷视为向下的作用力和把流动看成是搬运的机制。室内实验正在逐渐增加人们对河流、波浪形成的底形的了解（Kennedy，1969）。Galloway（1986）和 Dalrymple（1977）已经提出了对潮汐底形的物理解释，通过对现代环境和地层记录两个方面的野外研究认为，潮汐类型和强度可从沙波形成的交错层理的内部结构去认识。但是，潮汐类型是复杂的，而且，需要探索的情况要比现已了解的情况广得多。数学模拟能有助于确定预见的层理形态，尽管已成功地建立起弯曲河道中流动和沉积的数学模型，但是人们对真实弯道中的二次流动和这些弯道的发展都仍未得到很好的了解（Harlow，1964）。对地质学意义上的大范围的浊流还没有进行过直接的观测，但是对其特征和过程的有价值的深入理解则是来自室内实验。Allen（1984）的实验研究指出了无交换实验的限制因素并强调了浊流与环境介质混合的各种方式。这些研究成果看来对认识浊流内部特征和某些特有的标志是有意义的，但似乎难以理解。

同时，Allen（1980）也是最早注意到弯曲河段的水流特征的。他指出流经宽深比适中的室内定床弯曲河道中的水流质点沿一简单的螺旋线轨迹：紧靠自由水面下漂向弯道的外侧，进而向下向内靠床底流动。这种类型的二次流是由于作用在每一个流体单元上的向外的离心力和向内的压力之间存在着与黏性有关的不平衡引起的，并受床底剪切应力的指向内侧的分量的控制，携带流动中的泥砂沉积在弯道的内侧。这些结论与 Moss（1972）、Bluck（1971）、Visher 等（1969）、Leeder（1975）、刘忠保等（1994）所做的实验结果相吻合。当河道边界由定床改变成动床时，每一弯道河岸外侧的冲刷与河岸内侧的淤积相协调。在某种情况下达到弯道极限幅度，此后，河道发生迁移（图 1－4）。

大量的地貌和历史证据表明，典型的河流弯道是同时向下游和侧向移动的，但是地质学家还远未弄清河弯是如何以这种方式发展的。但有一个机理可能涉及河道平面形状和由这一平面形状决定的次生流的冲蚀能力的空间变化之间的空间滞后（Allen，1979，1982）。在一个更带有局部性质的尺度上，Dolan 等（1978）主张用同样的相互作用（但这里的相互作用不涉及滞后问题）来解释设想的弯道的极限形状。Bridge 等（1985）和 Collinson 等（1983）的理论把弯道看成是一种失稳现象，并认为次生流对滞后现象没有有效的联系。类似特征波长的两种失稳机理得到了验证：一个与边滩沉积有关（Nanson，1990），另一个与外侧河岸冲刷有关（Hickin，1974）。这一理论与观测结果相当一致，而且这一理论特别具有吸引力的地方是再现了从天然

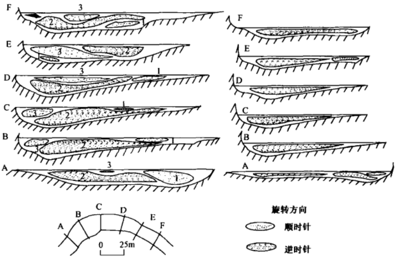


图 1－4　英国苏格兰南 ESK 河单弯河段中次生流的旋转方向

河道形态观测得到的某些非线性效应。但是 Allen 没有指出在固定河岸时限制河曲幅度的因素是什么?

20 世纪 70 年代以后的模拟实验已不局限于单向流水动力条件的模拟和沉积构造的解释,Schumn 和 Khan(1972)、Smith(1980,1983)和 Rust 等(1981)也已开始调查交织河特征并准备开展室内模拟进行了河道类型的实验研究;Mosley(1976)进行了河道交汇处的实验研究;加拿大阿尔伯达大学地理系的 Scott(1986)用一条长 9m、宽 1.3m 的水槽模拟了辫状河叶状沙坝的形成。这里侧重介绍一下英国赫尔大学地质系 Best(1987)所做的工作。

Best 将实验模拟和野外证据分析相结合,研究了河道交汇处的流体动力学及其对沉积物搬运和底床形态的控制。他所用的两条交汇水槽宽度和深度几乎相同,宽 0.15m,深 0.20m,交汇角可调为 15°、45°、70°、90°和 105°。采用的水流为均质流,选用分选好的砂子,粒径为 0.49mm。在模拟活动的底床条件时,平衡状态达到以前水槽实验中广泛采用的四条标准(Allen,1968):(1)沉积物供入量等于流出量;(2)水面和底床表面的斜度不变;(3)流水深度在任何位置总是相同;(4)底床形态达到一种稳定状态。通过研究,他认为河道交汇处流体动力学的特征可分为五个主要的区带,即滞流区、偏离区、最大流速区、恢复区和明显剪力层。并指出控制这些区域大小的主要因素是交汇角和交汇河道之间的流量比。通过综合利用实验室模拟和野外分析结果,Best 发现由这种流体动力学产生的交汇区底床形态是:在每条交汇河道口有一些滑塌面,中心为很深的冲蚀区,分离区内形成一个沙坝。Best 的工作为河道交汇处的沉积物搬运、底床形态和沉积相等提出了较全面的解释。

本阶段后期,模拟实验的内容已十分广泛,如浊流模拟实验,风洞模拟实验,风暴模拟实验等。这些模拟实验不仅促进了沉积学理论的发展,而且对油气勘探开发具有重要的实际意义。例如美国地质调查局自 70 年代开始用风洞实验研究风成沙丘的特征,并深入研究砂层的渗滤

特征，从而为研究采收率服务。风洞实验也经历了漫长的历程，20 世纪 40 到 60 年代，风洞实验主要用于研究砂和土壤的搬运机理，学者有 Bagnold(1914)、Chepil 和 Woodruff(1963)等，七八十年代，风洞实验已用于风成沉积构造和形成机理的研究。Mckee 等(1971)用风洞实验研究了风成沙丘背风面由滑塌作用形成的各种变形构造，Seppala 和 Linde(1978)报道了在各种风速下风成波痕形成的实验结果。Fryberger 和 Schenk(1981)的风洞实验有了进一步发展，这个风洞由一个槽和盆组成，槽长 4.27m，宽 61cm，高 45.7cm。盆长 4.27m，宽 61cm，高 1.83m。这项实验着重研究波痕、滑塌和颗粒降落形成的沉积特征，并描述它们的形成条件。60 年代以后，浊流模拟实验也越来越受到重视，从事这方面工作的有 Middleton(1966c,1967)、Riddell(1969)和 Laval 等(1988)。70 年代的模拟实验虽有所深入，但还未能利用数学模型来预测沙丘规模(包括长度和厚度)的变化。虽然 Selley(1979,1981)和 Allen(1976)曾提出过充满希望的方法，但未能在控制条件下，用这些方法详细而准确地预测底形变化。

这一时期，从事实验研究的学者还有 Rathbun 等(1969)、Williams(1967)、Rees(1966)、Stein(1965)、Garnett 等(1967)。

3. 以砂体形成过程和演化规律为主要研究内容的湖盆砂体模拟阶段

20 世纪 80 年代至 90 年代，沉积模拟研究进入了以砂体形成过程和演化规律为主要研究内容的湖盆砂体模拟阶段。该阶段不仅注重解决理论问题，更注重解决实际问题，与油气勘探开发结合起来。

如果仔细研究一下 20 世纪 80 年代以前的实验内容及国外文献，不难发现，在此之前沉积模拟实验存在的问题主要有三个方面：一是实验条件，以前的水槽实验多采用分选好的砂，忽视粉砂和砾的沉积作用；另外，实验过程多采用均质流，忽视非均质流；多在稳定状态平衡条件下进行，忽视非稳定状态的影响，而这些被忽视的因素正是自然环境下普遍存在的底床形成条件。二是实验内容，以前的水槽实验主要模拟河流及浊流的搬运与沉积作用，对盆地沉积体系和砂体展布的模拟实验以及对砂体规模和延伸的定量预测则不够或者说基本没开展此方面的研究。三是实验目的，以前的水槽实验主要着眼于沉积学基础理论的研究，对实际应用考虑不多，其原因就在于从事这方面的实验有许多实际困难，例如做砾级沉积物的实验需要更宽、更深、流量更大的水槽，做粉砂级实验需要更严格的化学和物理条件，做大型盆地沉积体系的模拟实验耗资大，需要更高级的技术装备和控制系统等。

20 世纪 80 年代之后，针对上述方面存在的严重不足，各国实验沉积学家调整研究思路，克服重重困难，在尽量保持原有特色的基础上，或对原有的实验室结构进行较大规模的改造或重新建立适合于砂体模拟的大型实验室。值得提及的有以下三个。

(1)科罗拉多州立大学工程研究中心的大型流水地貌实验装置。该实验装置主要模拟河流沉积作用，同时可模拟天然降雨对河流地貌的影响，以及在不同边界条件下河床变形规律、单砂体的形成机制等。美国许多实验沉积学家在该装置上完成了一系列实验，我国访问学者赖志云教授也在此完成了鸟足状三角洲形成及演变的模拟实验。

(2)瑞士联邦工业学院 Delft 模拟实验室。该实验室隶属于荷兰河流和导航分局，是一个较现代化的实验室。为了从事应用基础研究，该室专门建成了一个大型水槽，水槽用加固混凝

土建造，观察段由带玻璃窗的钢架构成。水槽总长 98m，宽 2.5m，带玻璃窗段长 50m，测量段长 30m，测量段宽为 0.3m 和 1.5m。没有沉积物时的最大水深为 1m。水槽周围安装了各种控制和测量装置，微机和微信息处理机能自动取得数据和自动改变各种边界条件（如流量）等。在玻璃窗段的上方架设轨道，供仪器车运行。

仪器车上安装了三个剖面显示器和一个水位仪，这样可以测量三条纵向底床水平剖面，通常一条位于水槽中间，另两条位于距槽壁 1/6 槽宽处。记录的资料由微机收集、储存和计算，最后输出成果。1986 年该室的项目工程师 Wijbenga 和项目顾问 Klaasen 用这个装置研究了在不稳定流条件下底形规模的变化，资料处理以后，针对每个过渡带，自动绘出水深与时间、沙丘高度与时间、沙丘长度与时间的关系曲线，从而确定底形规模的变化规律。欧洲学者在此完成了小型冲积扇和扇三角洲形成过程的模拟实验（Collinson，1983；Dreyer，1993），取得了一些定性和半定量的成果。

（3）日本筑波大学模拟实验室。该实验室长 343m，宽数米（具体数字不详），自动化程度较高，监测设备相对齐全，分析手段比较先进，相继完成了海浪对沉积物搬运和改造、饱和输沙及非饱和输沙的河流沉积体系、湖泊沉积与水动力学等一系列实验，有一批世界各地的客座研究人员，定期发布研究成果。

由此看来，20 世纪八九十年代物理模拟有两个特点：一是逐渐由定性型描述向半定量或定量型研究转变；二是由小型水槽实验转向大型盆地沉积体系模拟。

二、我国沉积物理模拟研究现状

1995 年以前，我国的水槽实验室主要集中于水利、水电和地理部门的有关院校和研究单位，从事泥沙运动规律、河道演变和大型水利水电枢纽工程等的实验研究。70 年代末，长春地质学院建成了第一个用于沉积学研究的小型玻璃水槽，这个水槽长 6m，高 80cm，宽 25cm，主要研究底形的形成与发展。80 年代，中国科学院地质所也用自己的小型水槽做了一部分研究工作。这是我国曾经仅有的两条以沉积学研究为主而建立的实验室，虽然在研究内容、深度和广度上与国际水平相比还有一定差距，但为我国沉积模拟实验的发展迈开了第一步。

随着沉积学理论的发展和科学技术必须转化为生产力的需要，我国的油气勘探开发形势对定量沉积学、储层沉积学和沉积模拟实验提出了一些急待解决的实际问题。多年来，在我国东部陆相断陷湖盆的研究中，一直存在一些争论不休的问题，如湖盆陡坡沉积体系、扇三角洲、水下扇的形成条件和分布规律以及裂谷湖盆与坳陷湖盆沉积体系的区别等，都期待着沉积模拟实验予以验证；不同类型的单砂层的形态、规模和延伸方向等也需要沉积模拟实验予以定量解决。因此，1990 年以后，许多沉积学家积极呼吁：根据当前世界沉积学发展的动向以及我国油气勘探开发的生产实际和今后发展的需要，应建立我国的沉积模拟实验室。专家认为该实验室应以模拟陆相盆地沉积砂体为主要对象；以储层研究为重点解决生产实际中的问题；应以陆相湖盆中砂体的分布、各类砂体规模和性能的定量预测，提高勘探成功率和开发效益为主要目标；此外，实验室的建立还应兼顾沉积学的各项基础研究，为人才培养、对外交流等提供条件，推动我国沉积学理论的发展，并逐步发展成为面向全国的沉积模拟实验室。这一实验室的

建立也是理论研究转化为生产力的重要手段，是与世界范围内油气勘探开发中以储层为主攻目标的动向相一致，于是中国石油天然气集团公司（CNPC）沉积模拟重点实验室便应运而生。

三、物理模拟技术的发展趋势

20 世纪 90 年代以后，物理模拟研究出现了一些新的发展动态和趋势，这些发展趋势可概括为以下五个方面。

1. 物理模拟与数值模拟的日益结合

沉积模拟研究经过了一个世纪的发展历程，取得了一批优秀的学术成果。然而这些成果主要集中在物理模拟研究方面，随着计算机在地学领域内的普遍应用，碎屑砂体沉积过程的数值模拟研究正逐渐发展成为沉积模拟技术的一个重要分支，并且日益与物理模拟相互渗透，二者相辅相成，相互促进，现在看来，碎屑沉积过程的物理模拟与数值模拟的多层面结合是沉积模拟技术的一个重要发展方向。通过物理模拟与数值模拟的结合，使数值模拟研究摆脱人为因素的干扰，物理模拟过程可为计算机数值模拟提供定量的参数，使数值模拟有可靠的物理基础，更接近于油田生产实际，从而更有效地指导油气勘探开发。

数值模拟之所以正逐渐发展成为沉积模拟技术的一个重要分支，是因为碎屑砂体形成过程的数值模拟与物理模拟相比，数值模拟具有一些突出的优点，具体表现在：

（1）数值模拟的所有条件都以数值给出，不受比尺和实验条件的限制，可以严格控制并随时改变边界条件及其他条件；

（2）数值模拟具有通用性，只要研制出适合的应用软件，就可以应用于不同的实际问题，因而数值模拟具有高效的特点；

（3）数值模拟还具有理想的抗干扰性能，重复模拟可以得到完全相同的结果，这是物理模拟难以达到的；

（4）随着计算机的迅速升级换代，功能不断加强，成本不断降低，相对来说费用比较便宜。

但是数值模拟要能实现，必须先为它建立整套的控制方程和封闭条件以及有效的计算方法，如果数学模型不能正确反映实际问题，就不能指望数值模拟能够给出合理的结果。目前，沉积模拟研究的许多方面还得依靠经验，这些经验对数学模型的封闭也是不可少的，如果应用不当，就会脱离实际。因此，数值模拟是有局限的，要提高其效能尚有待于理论的提高和实践经验的发展。

描述碎屑沉积过程的数学模型，对于不同压缩流体的运动过程来说，目前应用较多的是 Navier—Stokes 方程（Nkayama 和 Lerche，1987；Tetzlaff 和 Harbaugh，1985；Harbaugh 和 Bonham－Carter，1970）

$$\frac{\partial(Uh)}{\partial x}+\frac{\partial(Wh)}{\partial z}+\frac{\partial Y}{\partial t}=0 \qquad (1-1)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t}+U\frac{\partial U}{\partial x}+W\frac{\partial U}{\partial z}+g\frac{\partial Y}{\partial X}+g\frac{U\sqrt{U^2+W^2}}{C^2h}=v_t\left(\frac{\partial^2U}{\partial x^2}+\frac{\partial^2U}{\partial Z^2}\right) \qquad (1-2)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t}+U\frac{\partial W}{\partial x}+W\frac{\partial W}{\partial z}+g\frac{\partial Y}{\partial z}+g\frac{W\sqrt{U^2+W^2}}{C^2h}=v_t\left(\frac{\partial^2 W}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 W}{\partial Z^2}\right) \tag{1-3}$$

对于上述 N—S 方程，给予合适的边界条件就可用来描述碎屑搬运沉积过程，但是由于 N—S 方程是一个偏微分方程，以及所研究的砂体形成过程的非均匀性、砂体形态的不规则性、水流的非恒定性、所涉及时间的长期性以及方程本身的非线性(England et al. ,1987)，要用分析方法求方程的解是不可能的。因此在通常情况下都采用数值方法，用有限个离散的网格节点来逼近连续区域中的无限个点，用这些节点上离散的近似值来逼近精确解。在该过程中 CNPC 沉积模拟重点研究室试图采用有限元、有限差分方法来解决。

有限差分方法是把连续变量例如水深、流量、流速、含砂量、输砂率等离散化来求微分方程近似解的方法。在有限差分方法中，因变量的值是定义在有限个不同的空间点(例如 N 个点)上的有限集合，这些空间点通常是一些规则网格的节点，待求的连续函数只要求在网格点上知道。当初始时刻 $t=0$ 时给出网格点上连续变量的离散值，差分方法便被用来预报任意时刻 t 时这些节点上因变量的未来值。

有限差分方法能否有效地研究砂体形成过程，关键是选好差分格式，将原来的偏微分方程变为节点上的差分方程。

差分格式按方法可以分为两大类，即欧拉(Euler)方法和拉格朗日(Lagrange)方法(Cheng,1983)。欧拉方法采用的网格固定在不动的空间上，计算起来比较简单，效率比较高。但是因为网格固定，便难以适应砂体的变化，特别是在强间断、大梯度附近非线性的对流项常常会带来很多麻烦。拉格朗日差分格式所用的网格节点则是随着流体一起运动，即网格点是处在一族特征线(迹线)上，这样比较容易保持物理上的守恒性及其他一些性质。在这样的运动系统里，非线性的对流项经过变换亦不出现，这就可以避免欧拉格式所出现的那些问题。但是，随着模拟时间的增加，拉格朗日格式的网格形状将不断歪扭，甚至重叠。总的来说，拉格朗日格式的计算工作量要比欧拉格式大得多，这就限制了拉格朗日格式的应用。

对差分格式的另一重要分类是显格式和隐格式(Hockney 和 Eastwood,1981;Buneman et al. ,1980;Yukler et al. ,1978)。显格式是指任一节点上因变量在新的时间层(比如第 $n+1$ 层)的值可以通过早先的时间层(第 n 层，$n-1$ 层等)上相邻节点变量值的显式解出来。由于这些层的变量值是已知的，那么当时间向前推进时，空间点上的新的变量值就只需逐点计算就行了，因此显格式计算起来比较省事。隐格式则是指任一节点上变量在新的时间层的值，不能通过早先的时间层上相邻节点变量值的显式解出来，它不仅与早先的时间层上的已知值有关，而且也与新时间层的相邻节点值有关(Bonham - Carter 和 Sutherland,1968)。因而一个差分方程常常包含几个相邻节点上的未知数(它们的个数取决于格式的构成形式)，为了解出这些未知数需要联立新的方程，而每引进一个新的方程往往又同时引进了新的未知数。因此隐格式总是伴随着求解巨大的代数方程组。隐格式的最大优点是时间步长可以比显格式能够采用的最大步长大得多(于兴河，李剑峰，1996)，显格式的时间步长受到稳定性条件的限制，而隐格式则几乎不受限制，最大时间步长主要是由问题的精度要求来决定的，与物理量的变化快慢有关。沉积模拟一般采用较大的时间步长，因此隐格式采用较多。

有限元方法通常把被研究的区域剖分为有限个子区域，每一个子区域叫做一个单元或元素，这些元素的几何特征尺度具有有限大小。有限元的优点是子区域剖分的任意性（以平面二维模拟为例，单元形状可以是任意的三角形、四边形、曲边三角形或四边形等），可以灵活适应边界形状，并且可以按照研究的需要采用加密的或稀疏的单元网格。

通过探索认为有限元方法并不一定给出比差分方法更好的结果，它的主要优点在于能够灵活适应不规则的边界形状和边界条件。

2. 提供勘探早期储层预测的新方法

在一个盆地或区块勘探早期，一般钻井较少，仅有几口评价井，但是往往有相对比较详细的地震资料。通过地震资料的解释，可以明确盆地或区块的边界类型及条件以及沉积体系的类型，结合钻井资料，可以建立概化的地质模型，并抽取主要控制因素建立物理模型，在物理模型指导下就可开展物理模拟实验。由物理模拟提供的参数可以开展数值模拟研究，从而可以较准确地预测盆地沉积体系的展布规律，以及优质储层的分布，为勘探目标选择提供依据，这是沉积模拟研究为油气勘探开发服务的一个重要方面，正逐渐成为沉积模拟技术发展的一个显著趋势，2001 年 1—2 月，利用该研究思路，对山西大同辫状河储层进行了预测，其准确率达到 71.6%。

3. 提供开发后期砂体非均质性描述的新技术

油田开发后期一般静动态资料较多，可以利用较丰富的油田开发生产资料，建立精细的地质模型，分砂层组成单砂层开展模拟实验，并把实验结果与已有的静动态资料进行对比，如果在井点上实验结果与静动态资料所反映的砂体特征吻合程度较高，就可以认为实验结果是可靠的。对于井点之间原型砂体的特征可由实验砂体（模型砂体）对应井点之间的特征来描述，从而定量预测井间储层分布和非均质特征以及剩余油的分布规律，这是沉积模拟技术发展的另一个重要动向。在濮阳凹陷胡状集构造胡 5 断块的研究中探索了该项技术的实用价值，非均质分布特征预测的准确程度为 69%，并通过调整井得到了证实。

4. 与储层建筑结构要素分析方法的结合

储层建筑结构要素分析方法的实质是储层是分层次的，层次性是储层形成过程的一个重要特征，也是地质现象的普遍规律。每个层次都具有两个要素，即层次界面和层次实体（林克湘等，1995）。沉积模拟实验的主要优势就是可以按形成过程的时间单元详细地描述这些界面的形态、起伏、连续性、分布范围和厚度变化以及它们所代表的级别，并与现代沉积和露头调查成果相互印证，建立储层预测的地质知识库和储层参数模型，提出砂体形成和分布的控制因素以及演变的地质规律，这是其他研究方法所不具备的。近两年内国内外的部分文献都在努力探索二者结合的可能性（Miall，1985，1988）并取得了一些创新性成果，形成沉积模拟技术发展的一个新动向。

5. 与流动单元划分及高分辨率层序地层研究相结合

油气田开发后期，研究剩余油分布规律的一个重要手段就是对流动单元进行重新划分和识别（李泰明，1989）。在该过程中，高分辨率层序的研究是一个基础，近来沉积模拟技术也在

该项研究中相当重要角色。因为高分辨率层序地层研究的关键就是对等时界面进行精细划分，而沉积模拟技术正好具备这一优势，无论是砂体形成过程的物理模拟实验或是数值模拟研究都可以提供砂体形成过程中任一阶段的时间界面以及该时间段内的储层分布和内部结构特征，同时可以指出下一时间段内的储层演化趋势及生长变化特征。所以说沉积模拟技术与高分辨率层序地层研究相结合，必将在细分流动单元和剩余油预测方面显示出强大的生命力。国内外不少学者在以不同方式开展此方面的工作，有理由相信，在未来几年内该方法会发展成为剩余油分布预测的一项实用技术。

综上所述，进入新世纪后，沉积模拟研究除了保持其原有的沉积学理论研究的优势之外，主要的发展趋势是与计算机及其他地质研究方法相结合，在预测储层生长变化及演化趋势方面形成综合性的实用技术。

第二节 实验流程与实验装置

一、实验流程

在广泛开展现代沉积调查、古代露头研究的基础上，确定模拟工区及模拟对象，建立原型模型，在相似理论的约束下，建立比尺模型，设计详细的实验方案，在不断改变水流量、加沙量、粒度、湖水位、坡度等参数条件下，找出洪水浊积砂体形成、分布及演变规律，得到实验条件下的定性认识和定量关系，达到直接为数值模拟及原型服务的目的。实验流程框图见图 1 -5。

二、实验装置

1. 装置规模

CNPC 沉积模拟重点实验室实验装置长 16m，宽 6m，深 0.8m，距地平面高 2.2m，湖盆前部设进(出)水口 1 个，两侧各设进(出)水口 2 个，用于模拟复合沉积体系，尾部设出(进)水口一个(图 1 -6)。整个湖盆采用混凝土浇铸，以保证不渗不漏。湖盆四周设环形水道。湖盆屋顶采用槽钢石棉瓦结构，能够保证实验过程不受天气变化的影响并有利于采光。为安全考虑，目前实验室四周基本上封闭。

2. 活动底板及控制系统

活动底板系统是实验室的重要组成部分，针对我国东部断陷盆地的实际情况，没有基底的升降，便不能产生断裂体系，构造运动便不能模拟，构造对沉积控制作用的模拟便不能实现，实验室的功能和作用将大大减小，因此，在湖盆区设置活动底板是必要的。

目前，每块活动底板面积 $2.5m \times 2.5m = 6.25m^2$，由 4 块组成，活动底板能向四周同步倾斜、异步倾斜、同步升降、异步升降。活动区倾斜坡度 35%、上升幅度 10cm、下降幅度 35cm、同步误差小于 2mm。每块底板由 4 根支柱支撑，不漏水漏砂，而且运动灵活可靠，基本满足实验要求。

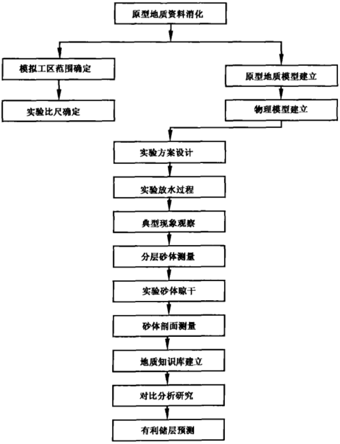


图 1－5　实验流程框图

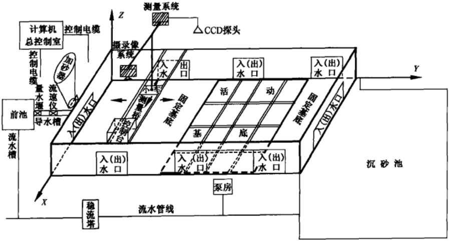


图 1－6　沉积模拟实验装置示意图

活动底板的控制是由16台步进电机、16台减速机、四台驱动电源、计算机及电子元器件实现的，由计算机输出脉冲数，控制步进电机转动，并转化为活动底板的升降。步进电机的最大优点是可以精确控制运动状态，升降速度可根据需要调整，从而满足自然界地壳运动特点的要求。

3. 检测桥驱动定位系统

为了对砂体沉积过程实施有效监控，并便于砂体检测，目前在湖盆上设置一座6m跨度1m宽度的检测桥。检测桥具有以下几个功能：

（1）检测桥可在纵向16m范围内自由移动并自动定位，导轨和检测桥的机械误差小于2mm，以保证达到高精度砂体形态检测的要求；

（2）检测桥一端设置控制平台，以便控制检测桥的自动定位和自动检测；

（3）检测桥上设置一套CCD激光光栅检测系统，整个系统可横向移动6m，用于叠加检测，以提高测量精度；

（4）检测桥中部设置一个检测小车，可在6m跨度内移动。

检测桥的驱动由2台步进电机、2台减速机及计算机实现。根据测量系统的要求、检测桥在Y轴上的运动步长为0.5m，测量小车在X轴方向上的运动步长为0.7m，这两个数据要求都非常精确，运动误差小于1mm。

4. 储层结构及地质剖面真彩色图像处理系统

该系统主要用于对实验室内砂体沉积结构进行分析和粒度测定，同时可用于野外地质剖面分析。

该系统的硬件结构及软件结构如图1－7及图1－8所示：

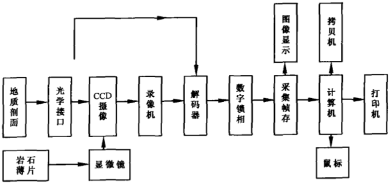


图1－7　储层结构及地质剖面图像处理系统硬件结构图

系统主要具有以下功能：

（1）自动进行实验室及野外疏松沉积物和铸体薄片的面孔率、孔喉直径、配位数、分选系数、连通系数、变异系数的定量计算与分析并输出直方图、概率累积曲线、频率累积曲线等图表。

（2）自动进行实验室疏松沉积物及岩石薄片的粒度分析，并输出均值、分选系数、尖度、偏度、概率累积曲线和C—M图。

(3)能对野外沉积剖面进行图像采集与层序分析,并自动绘制沉积剖面柱状图。

(4)能对轻矿物和重矿物进行分类计数。

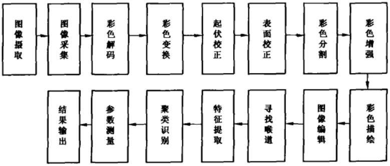


图 1-8　储层结构及地质剖面图像处理系统软件结构图

5. 流速流量测量系统

模拟实验中两个重要的参数就是流速和流向,因为在一定水深条件下,每一个深度点的流速和流向都是不同的。由于各点的流速流向不同,导致其携带沉积物的运动特点也不同(钱宁,万兆惠,1983),从而影响到砂体沉积特征和分布规律。实验室现在所使用的 CDL-90 型超声多普勒流速仪的测量范围为 3~600cm/s(实验中通常流速为 10~100cm/s),绝对误差小于3mm,相对误差小于2%。含砂量的条件为0~650kg/m^3,也就是说,从清水到混浊泥浆都可以用该流速仪测定。测量参数有平均流速、最小流速、流速脉动强度、流速概率分布以及流速累计频率分布曲线图,由流速仪自带的 PC 计算机自动打印输出结果。

6. 实验过程视频采集与分析系统

该系统由摄像机、录像机、监视器、计算机等组成,其功能如下:

(1)能够以广播级的质量记录实验的动态过程;

(2)能够对实验过程进行动态监控与分析;

(3)可以提交实验结果的高清晰度录像带。

7. 计算机制图分析系统

该系统由计算机、数字化仪、滚筒绘图仪及软件等组成,可以制作多种地质图件。

三、模拟沙体形态三维面形检测与分析系统

沙体形态三维面形检测与分析系统是为了快速、准确、适时地检测实验过程中沙体的随机形态及瞬时演变规律,以便监控及调整实验过程,给出模拟实验结果的定量化描述而研制开发的。“沙体形态三维面形检测与分析系统”和“沉积沙体真彩色图像采集与处理技术”两项描述技术的结合,从宏观和微观上细致刻划了模拟沙体的基本特征,是实验室沙体检测的两项主要技术。

1. 沙体形态三维面形检测与分析系统的基本原理

“沙体形态三维面形检测与分析系统”是采用位相测量技术和计算机辅助的光电三维测

量系统。该系统能够非接触、快速、准确地测定大面积沙体形态的三维数据。基本原理如图1－9所示。设沙体三维面形为 $h=z(x,y)$，投影光场为 $f(x,y)$，观察光场为 $g(x,y)$，投影光轴与观察光轴的夹角为 θ，被测三维面形对投影光场的空间调制过程可以描述为：

$$g(x,y) = F\{f(x,y)\} \tag{1-4}$$

式中，F 是空间调制算符，它是由三维面形 $z(x,y)$ 唯一确定的。在一定条件下，对 $g(x,y)$ 进行解调，可以求解 $z(x,y)$，即从一个二维观察光场中可以重建三维面形。该系统采用位相测量原理，其主要特点是能够获取和处理大量的数据，并具有较高的测量精度，容易在微机控制下对实验进行高精度三维面形自动测量。

由系统的原理光路图（图1－9）可知，当一个正弦光栅投影到沙体的漫反射表面时，观察到的变形光栅图像可以表示为：

$$g(x,y) = R(x,y)\{A(x,y) + B(x,y)\cos[\varphi(x,y)]\} \tag{1-5}$$

式中　$R(x,y)$——沙体表面的反射率；

$A(x,y)$——背景光强；

$B(x,y)/A(x,y)$——条纹对比度；

$\varphi(x,y)$——位相函数，表征条纹的变形，并且与物体三维面形 $h=z(x,y)$ 有关。

位相和三维形状之间的关系取决于系统的结构参数。由于变形光栅图像与传统的干涉条纹图像类似，因此变形光栅图像有时又被称为干涉图像。在干涉计量中，光波长被作为度量微观起伏的尺度，而在位相剖面技术中，与投影条纹有关的等效波长被作为度量三维宏观面形的尺度。由于概念和处理方法上的相似法，在数字相移干涉技术中所使用的相移算法成功地用于位相测量剖面技术中。

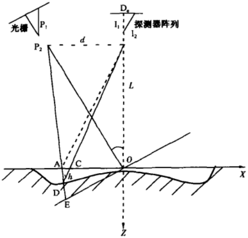


图1－9　砂体模式光电三维面形自动测量系统原理光路图

直接分析（1－5）式中所表示的强度分布而确定位相 $\varphi(x,y)$ 是困难的，而相移法却提供了一种精确测定位相的手段。当投影的正弦光栅被移动其周期的 $1/N$ 时，干涉图像相被移动了，产生一个新的强度函数 $g_n(x,y)$。使用三个或更多的对应不同相移值的干涉图，位相函数 $\varphi(x,y)$ 就可以独立于（2）式中的其他参数而单独提出。例如在4步相移法中，位相移动的增量是 $\pi/2$。所产生的4个干涉图像可表示为：

$$g_1(x,y) = R(x,y)\{A(x,y) + B(x,y)\cos[\varphi(x,y)]\}$$

$$g_2(x,y) = R(x,y)\{A(x,y) - B(x,y)\sin[\varphi(x,y)]\}$$

$$g_3(x,y) = R(x,y)\{A(x,y) - B(x,y)\cos[\varphi(x,y)]\}$$

$$g_4(x,y) = R(x,y)\{A(x,y) + B(x,y)\sin[\varphi(x,y)]\}$$

由这4个方程可以算出位相函数：

$$\varphi(x,y) = \arctan\frac{g_4(x,y) - g_2(x,y)}{g_1(x,y) - g_3(x,y)} \tag{1-6}$$

对于更普通的N步位相法中，可以从N个位相干涉图像中计算出位相函数。当正弦光栅移动n/N个周期时，位相移动了$2n\pi/N$，这时的光强为，

$$g_n(x,y) = R(x,y)\{A(x,y) + B(x,y)\cos[\varphi(x,y) + 2n\pi/N]\}$$

等式两边分别乘以$\sin(2n\pi/N)$和$\cos(2n\pi/N)$并求和得：

$$\sum_{n=1}^{n} g_n(x,y)\sin(2n\pi/N) = R(x,y)A(x,y)\sum_{n=1}^{N}\sin(2n\pi/N) + R(x,y)B(x,y)\sum_{n=1}^{N}\sin(2n\pi/N)\cos[\varphi(x,y) + 2n\pi/N]$$

$$\sum_{n=1}^{n} g_n(x,y)\cos(2n\pi/N) = R(x,y)A(x,y)\sum_{n=1}^{N}\cos(2n\pi/N) + R(x,y)B(x,y)\sum_{n=1}^{N}\cos(2n\pi/N)\cos[\varphi(x,y) + 2n\pi/N]$$

利用和差化积公式和三角函数数列公式：

$$\sum_{n=1}^{N}\sin na \frac{\sin(Na/2)\sin[(N+1)a/2]}{\sin(a/2)}$$

$$\sum_{n=1}^{N}\cos na \frac{\cos(Na/2)\sin[(N+1)a/2]}{\sin(a/2)} - 1$$

由上两式分别求得：

$$\sum_{n=1}^{n} g_n(x,y)\sin(2n\pi/N) = -\frac{1}{2}R(x,y)B(x,y)\sin\varphi(x,y)$$

$$\sum_{n=1}^{n} g_n(x,y)\cos(2n\pi/N) = -\frac{1}{2}R(x,y)B(x,y)\cos\varphi(x,y)$$

两式相除可得位相函数：

$$\varphi(x,y) = \arctan\frac{\sum_{n=1}^{N} g_4(x,y)\sin(2n\pi/N)}{\sum_{n=1}^{N} g_n(x,y)\cos(2n\pi/N)} \tag{1-7}$$

与干涉图像的直接几何测量相比较，相移术具有明显的优点：(1)这种方法对位相测量的精度可以达到几十分之一到几百分之一个条纹周期；(2)这种方法对背景、对比度的变化和噪声不敏感；(3)计算得到的位相值随机一个均匀分布的正交网格上的点的测量值，测点与检测器阵列或图像处理板上的阵列一一对应，有利于进一步的信号处理；(4)这种方法适合于采用固态阵列检测器(例如 CCD、CCPD 阵列照相机)和微机，实现自动化的三维面形测量。

由公式(1-6)和式(1-7)计算出的位相分布 $\varphi(x,y)$ 被截断在反三角函数的主值范围内，因而是不连续的。为了从位相图函数中计算被测物体的高度分布，必须将由于反三角函数运算引起的截断位相恢复成原有的位相分布，这一过程称为位相展开(phaseunwrapping)或位相解截断。在一般情况下，可以沿着截断位相数据矩阵的行或列方向展开，在展开的方向上比较相邻两个点的位相值，如果差值小于π，则后一点的位相应该加上 2π，如果差值大于π，则后一点的位相应该减去 2π。下面以一维位相函数为例说明上述位相展开过程。假定有一维位相截断函数 $\varphi\omega(j)$，$0\leqslant j\leqslant N-1$，式中 j 是采样点序号，N 是采样点的总数。展开后的位相函数为 $\varphi\omega(j)$，则位相展开过程可表示为：

$$\begin{aligned} \varphi u(j) &= \varphi\omega(j) + 2\pi n j \\ n_j &= INT\{[\varphi_\omega(j) - \varphi_\omega(j-1)]/2\pi + 0.5\} + n_{j-1} \\ n_0 &= 0 \end{aligned} \tag{1-8}$$

由于得到的位相数据是一个二维的采样点阵列，所有位相展开应针对二维进行。首先沿二维数据阵列中第一列进行位相展开，然后以第一列展开后的位相为起点，沿每一行进行位相展开，得到连续分布的二维位相函数。

在上述位相展开过程中，实际上已经假定任何两个相邻抽样点之间的位相变化小于π，也就是说，必须满足抽样定理的要求：每个条纹至少有两个抽样点，即抽样频率大于最高空间频率的 2 倍。只要满足这个条件，位相展开才可以沿任意路径进行。

在一个复杂物体的三维测量中，由于物体表面起伏较大，得到的相移条纹图形十分复杂。例如条纹图形中存在阴影、条纹图形断裂、在条纹局部区域不满足抽样定理，即相邻抽样点之间的位相变化大于π等。对于这种非完备条纹图形场的位相展开是一个非常困难的问题。实验室已研究了多种位相展开算法，其主要的想法是寻找一条合理路径进行位相展开，以避免或绕过那些会引起错误的位相展开的区域。本系统采用了基于调制度分析的位相展开方法，包括进行调制度计算、直方图分析、计算极点、形式截断线和洪水展开算法。实验证明：这种位相展开方法是相当成功的。

实验砂体的高度计算仍然用 $\varphi(x,y)$ 来表示展开后的位相分布，从位相到高度计算，取决于光学系统的结构，如图 1-9 所示。三维面形上的 D 点，其测量位相 φ_D 等于基准平面 oXY 上 A 点的位相 φ_A；在探测器方向与 D 点对应的则是基准平面上 C 点的位相 φ_C。通过基准面上已知点位相的线性内插，可以计算出几何距离 AC。

在图 1-9 中，已知 $EO=\varphi\lambda/2\pi$、$P_2O=\sqrt{d^2+l^2}$ 和角 α，由直角三角形 P_2EO 得：

$$\angle P_2EO = \arctan(P_2O/EO)$$

由 ΔAEO 得： $\angle EAO = \pi - \angle P_2EO - \alpha$

由 ΔAEO 中，由正弦定理得： $AO = EO\sin\angle AEO/\sin\angle EAO$

则于 CO 探测器的像元有一正比关系，比例系数为一常数，而 AC = AO - CO，因 $\Delta DAC \propto \Delta DP_2I_2$ 即得：

$$h/(h+l) = AC/d$$

$$h = z(x,y) = AC(h+l)/d \qquad (1-9)$$

这样就得到了砂体三维面形的高度分布 $z(x,y)$ 的函数值。

2. 砂体形态三维面形检测与分析系统

该系统整体上分为两个步骤：第一步，完成单剖面全自动测量；第二步，完成整个湖盆砂体全自动测量。

1）系统构成

砂体形态三维面形检测与分析系统由测量仪（主体）、电子控制器、图像子系统、微机与外部设备、系统软件等 5 部分组成，系统硬件框图如图 1-10 所示。

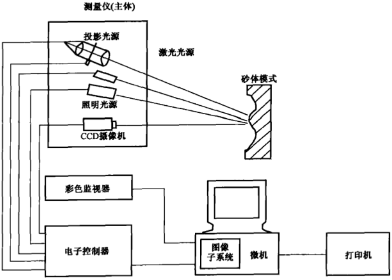


图 1-10 系统硬件框图

2）主要部分简介

（1）仪器主体。仪器主体由投影与成像光学系统、微位移工作台、照明光源、激光光源组成。投影系统包括光源、聚光灯、投影透镜等。光栅模板装卡在微位移工作台上，投影到待测的砂体表面上。微位移工作台由步进电机驱动，可以实现高精度微位移，以产生相移光场。成

像光学系统由 CCD 面阵摄像机构成。投影与成像光学系统之间的距离 d 以及它们与光轴之间的夹角可连续调整，以适应不同测量范围的要求。照明光源用于拍摄物体外观图，激光光源用于固定基点。

(2)图像子系统。图像子系统主要由 PCPLUS 型高速图像处理板构成(图 1－11)。包括视频输入模数转换(A/D)、帧存储器(512×512×8 两帧)、红绿蓝三通道适时假彩色影射查找表、三通道数模转换(D/A)，以及偏置和增益控制等。

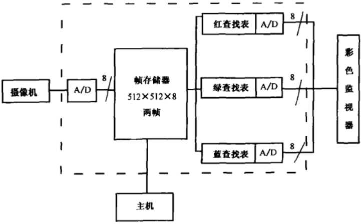


图 1－11　图像子系统

(3)电子控制器。电子控制器包括步进电机驱动控制、投影光源控制、激光光源控制、摄像机控制等功能。该控制器主要由控制电路板、两个稳压电源和相应继电器构成。控制器与微机用串口连接，接受主机指令，产生相应的控制信号。

(4)系统软件。沙体形态三维面形检测与分析系统是有关光、机、电相结合的复杂的光电测量系统。由于三维面形重建与三维面形数据统计分析涉及数据量较大的计算，所以在设计和研制系统软件时，指导思想是注意光、机、电硬件与软件的整体协调，尽可能提高协调的运行效率。对于运算复杂性较高的程序进行算法优化。由于系统复杂，已尽可能提供由多层菜单驱动的比较容易使用的操作环境。

3)集成的软件系统框图

3DWELL 软件是基于中文视窗(WINDOWS)平台开发的集成软件系统，系统以计算机屏幕为图像显示平台，可以独立于图像监视器使用。由于实现了对硬件的全自动控制，可以在软件内完成对所有硬件的操作(如自动光强调整，采样控制等)；可靠的算法保证了对非常复杂物体的测量，沙体瞬时沉积高度算法在国际上处于先进地位。

3DWELL 由文件管理、硬件控制、数据采集与处理、高度显示与数据转换、选项、帮助等几个模块组成，如图 1－12 所示。

3. 砂体形态三维面形检测与分析系统的基本功能

砂体形态三维面形检测与分析系统的基本功能主要表面在以下几个方面：

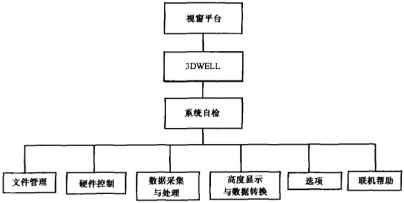


图 1－12　集成的软件系统框图

（1）适时地按要求显示及输出任一沉积剖面图，速度快、精度高。垂向分辨率不低于1mm。并且可把实验过程中不同时期的同一剖面进行叠加与叠减处理，以给出剖面上任一点在某一时间周期内的精确沉积厚度。

（2）适时地显示并输出任一时间周期内沉积砂体的边界分布及演化特征。可以对边界图形进行各种处理并给出任一时间内、任一坐标点的砂体形态演化规律及沉积量的多少。

（3）适时给出整个砂体或砂体的任一部分的厚度等值线分布图。

（4）该系统在平面上对任一个大于2cm×2cm的砂体可进行有效的检测，并使之在坐标系中定量化。为了保证垂向检测精度，对于太小的砂体因没有实际意义而放弃检测。每一个可检测的砂体都可以给出砂体形态、三维重建、等高线分布、三维真彩色显示。

第三节　研究步骤与局限性

一、研究步骤

碎屑物理模拟一般都在实验装置内进行。碎屑沉积模拟的方法步骤可概括为：

（1）确定地质模型。所涉及的参数包括盆地的边界条件（大小、坡度、水深、构造运动强度、波浪、基准面的变化等）、流速场的条件（流量、流速、含沙量等）、入湖或海河流的规模及分布、沉积体系的类型、碎屑体的粒度组成等。

（2）确定物理模型。由于自然界中形成沉积体系的控制因素较多，确定物理模型的关键是抓住主要矛盾，而忽略一些次要因素。好的物理模型应当反映碎屑沉积体系的主要方面。物理模型的主要内容是确定模型与原型的几何比尺与时间比尺、流场与粒级的匹配、活动底板运动特征以及模型实验的层次。

（3）建立原型与模型之间对比标准。实验开始前应确定每个层次的实验进行到何种程度

为止，是否进入下一个层次的模拟，所以确定合适的相似比是重要的。

(4)明确所研究问题的性质。应当明确沉积学基础问题的研究可以假设其他因素是恒定的，而重点研究单一因素对沉积结果的影响，但实际问题的解决往往是复杂的。各种因素之间是相互制约的，因此必须综合考虑。一般应从沉积体系的范畴思考问题，而不能仅从某个单砂体着手就事论事。因为单砂体是沉积体系甚至是盆地的一部分。

(5)确定实验方案。即在物理模型的基础上，进一步细化实验过程，把影响碎屑沉积的主要条件落实到实验过程的每一步，特别应注意实验过程的连续性和可操作性。因为实验开始后一旦受到某些因素的影响而被迫中断，再重新开始时，该沉积过程是不连续的(除非在形成原型的过程中确实存在这种中断)，流场的分布将受到较大影响，因此，实验开始前的充分准备是十分必要的。

(6)适时对碎屑搬运沉积过程进行监控。因为沉积模拟研究是对地质历史中沉积作用的重现，是对过程沉积学进行研究。所以沉积过程的详细记录和精细描述是必需的，只有这样才能深入研究过程与结果的对应性。江汉石油学院沉积模拟实验室采用的是对搬运沉积全过程录相的方法，监控碎屑沉积体系的生长形态及演变规律。

(7)过程与结果的对应研究。实验完成后对沉积结果的研究一般可采用切剖面的方法，对碎屑沉积体任一方向切片建立三维数据库，并与沉积过程相对应，比较原型与模型的相似程度，从而对原型沉积时未知砂体进行预测。目前已经做到的对比项目有相分布特征、厚度变化、粒度变化、夹层隔层的连通性及连续性，渗流单元的分布等。

二、局限性

1. 尺度的限制

任何物理模拟实验装置由于受到场地及装置大小的限制，不可能无限制地扩大规模。如果原型的几何规模比较大，要想在室内实现模拟，就只有缩小比例，而任何比尺的过度缩小，都将造成实验结果的失真和变形，导致原型与模型之间相似程度的降低。根据目前实验水平，一般 X、Y 方向的比例尺控制在 1:1000 之内较合适。Z 方向的比例尺控制在 1:200 之内比较理想。实际工作中，一般使 X、Y 方向比例尺保持一致，即选用正态模型准确性较高。某些情况下，根据原型的形态特点，X、Y 方向的比尺允许不一致，即选用变态模型，但二者相差不宜太大，否则容易造成实验结果的扭曲。

2. 水动力条件及气候条件的限制

自然界碎屑沉积体系形成过程中，水动力条件非常复杂，有些条件在实验室内难以实现，如潮汐作用、沿岸流、水温分层、盐度分异以及沉积过程中突然的雨雪气候变化等影响因素，这些都在一定程度上影响了实验过程的准确性。

3. 模型理论的限制

在前述相似理论中，诸多相似条件有时并不能同时得到满足，而某个条件的不满足就可能导致实验结果在一定程度上的失真。例如，要使模型水流与原型水流完全相同，必须同时满足

第二章　物理模拟的理论基础

对湖盆沉积砂体的形成与演变依据一定的科学准则进行模拟是碎屑岩沉积学发展的重要边缘分支学科，也是研究碎屑沉积体系分布的一条重要途径。沉积模拟研究就是将自然界真实的碎屑沉积体系从空间尺寸及时间尺度上都大大缩小，并抽取控制体系发展的主要因素，建立实验模型与原型之间应满足的对应量的相似关系。这种相似关系建立的基础乃是一些基本的物理定律，如质量、动量和能量守恒定律等。

第一节　基 本 原 理

物理模拟是对自然界中的物理过程在室内进行模拟，其发展历史已逾百年，在水文工程及河流地貌上应用较广，已经初步建立了一套理论基础和实验方法。至于开展湖盆沉积砂体形成过程及演变规律的物理模拟，还是近二十年的事情。应当承认，碎屑砂体沉积过程的物理模拟与水文工程的模拟是两类不同性质的模拟过程。水文工程的物理模拟是在现今条件确定的情况下，预测未来几十年内河道淤积演变对水文工程的影响（张春生，刘忠保，1997；钱宁，张仁，周志德，1989），所涉及的时间跨度非常短暂；而碎屑砂体形成过程的物理模拟则是在沉积初始条件基本未知，依靠沉积结果反演沉积条件，从而逼近沉积过程的一种模拟（张春生等，1995）。它所涉及的时间跨度是地质时代，一般在几千至几万年甚至几十万年的时段内，因而研究难度比较大。值得指出的是，形成一个碎屑砂体的时间与该砂体形成后所经历的更加漫长的成岩时间是两个概念。碎屑沉积模拟所考虑的时间是碎屑沉积体系的形成时间。

物理模拟的关键是要解决模型与原型之间相似性的问题，也就是说，实验模型在多大程度上与原型具有可比性是成败的标准（张春生等，2000）。为此物理模拟实验必须遵从一定的理论，这种理论可称之为相似理论。模型与原型之间必须遵守的相似理论包括几何相似、运动相似及动力相似。

一、几何相似

几何相似是指模型与原型的几何形状相同，原型和模型各对应部位的尺寸都成同一长度比例而言，这是相似的必要条件。

规定原型值与模型对应值的比例称为模型比例。设 L_H 为原型某一部位的长度，L_m 为模型对应部位的长度，则长度比尺为：

$$\lambda_L = \frac{L_H}{L_m} \qquad (2-1)$$

式中,H 代表原型,m 代表模型。长度比尺 λ_L 在原型和模型任何相应的部位都相同,因此,它既可以代表长度比尺,也可代表宽度比尺和高度比尺。

有了长度比尺 λ_L,就可以根据它引出面积比尺和体积比尺。因为面积是长度的平方,所以面积比尺为:

$$\lambda_A = \frac{A_H}{A_m} = \lambda_L^2$$

同理,因为体积是长度的三次方,所以体积比尺为:

$$\lambda_W = \frac{V_H}{V_m} = \lambda_L^3$$

长度比尺表征着几何相似,也就是说几何相似是通过长度比尺 λ_L 来表达的。

二、运动相似

运动相似是指原型和模型水流各对应点的流速都成同一比例(王新洲等,1996)。设 V_H 为原型水流某一点的流速,V_m 为模型水流对应点的流速,则流速比尺为:

$$\lambda_v = \frac{V_H}{V_m} = \frac{\lambda_L}{\lambda_t} \tag{2-2}$$

式中,λ_t 为时间比尺。有了流速比尺 λ_v,就可据此引出加速度比尺为:

$$\lambda_a = \frac{a_H}{a_m} = \frac{\lambda_v}{\lambda_t} = \frac{\lambda_L}{\lambda_t^2} \tag{2-3}$$

另外还可引出其他与时间有关的物理量的比尺,如角速度比尺,运动粘滞性比尺,流量比尺等。

对照几何相似,可以看出,运动相似多了一个时间比尺 λ_t。也就是说,运动相似是通过长度比尺 λ_L 和时间比尺 λ_t 二者来表达的。

三、动力相似

作用于水流的外力包括各种各样不同性质的力,但主要的外力是重力和粘滞力(赵霞飞,1992;钱宁,万兆惠,1983),此外还有表面张力和弹性力等。

动力相似是指作用于原型和模型水流的各种不同性质的力都各自成同一比例。

设作用于原型和模型水流各对应点的重力为 G_H、G_m,粘滞力为 R_H、R_m,则力的比尺为:

$$\lambda_F = \frac{G_H}{G_m} = \frac{R_H}{R_m} \tag{2-4}$$

因为 $G=\rho \cdot g \cdot V, R=L \cdot \rho \cdot \gamma \cdot \nu$,所以:

$$\lambda_f = \frac{\lambda_m \cdot \lambda_L}{\lambda_t^2} \tag{2-5}$$

式中，λ_m 为质量比尺。有了质量比尺，就可据此引出其他与质量有关的物理量比尺，如密度比尺、重率比尺、动量比尺、能量比尺、功率比尺等等。

对照运动相似可以看出，动力相似多了一个质量比尺 λ_m。也就是说，动力相似是通过长度比尺 λ_L、时间比尺 λ_t 和质量比尺 λ_m 三者来表达的。

四、相似准则

应用上述三个相似条件，可以进一步推导出物理模拟的一系列相似准则，最主要的相似准则包括：

(1)悬浮相似准则：

$$W_r = V_r\left(\frac{H_r}{L_r}\right)^{\frac{1}{2}} \tag{2-6}$$

(2)颗粒运动相似准则：

$$\begin{cases} (C_D - fc_L)_r = 1 \\ \left(\frac{\rho_p}{\rho} - 1\right)_r = 1 \\ \left(\frac{fgD}{u_D^2}\right)_r = 1 \\ \left(\frac{V_D \cdot D}{\gamma}\right)_r = 1 \end{cases} \tag{2-7}$$

(3)河道变形相似准则：

$$(t_1)_r = \frac{\beta_r H_r L_r}{q_{sr}} \tag{2-8}$$

式(2-6)、(2-7)、(2-8)中的符号意义如下：

式中　r——原型与模型中各物理量的比值；

ρ——水流密度；

t——时间；

p——应力；

γ——运动粘滞系数；

H——水深；

q——单位长度内流进或流出的流量；

W——颗粒的沉速；

C——颗粒浓度；

D——颗粒直径；

f——摩擦系数；

V_D——深度为 D 处的流速；

q_s——单宽输砂率；

β——床砂干容重；

$(t_1)_r$——河道变形的时间比尺。

模型与原型的几何相似、运动相似、动力相似等三个相似条件以及悬浮相似、颗粒运动相似和河道变形相似等三个准则就是开展物理模拟研究的基本原理。

第二节　研 究 方 法

沉积模拟研究是沉积学新的一个分支，研究手段和方法很不成熟，目前正在进一步探索和发展之中。由于所涉及模拟原形的性质差别很大，而且要解决的问题和达到的目的各有重点，所以采用的方法也千差万别。根据国外的研究现状，结合沉积模拟重点研究室的工作，本节介绍砂体形成及演变的沉积模拟过程中采用的主要研究方法。

一、自然模型法

砂体形成及演变过程极为复杂，目前在理论上对于砂体演变的规律研究尚不完善，一些问题尚不能依靠计算方法直接解决。通常采取综合的研究方法，将现代沉积调查、理论分析计算和室内物理模拟实验结合起来。

砂体演变过程是水流与泥砂间相互作用的一种过程，在一定的水流泥砂与纵比降条件下，水流（包括模型原始小河中的水流）必然形成特有的几何形态。水流断面尺寸（宽度和深度）与水流泥砂特征和比降间具有特定的关系，称为河相关系（张春生，刘忠保，1997；薛培华，1991）。河相关系说明河道断面形态并不是任意的而是具有特定的约束条件（张书农，华国祥，1985；曹跃华等，1996）。

自然模型法在实验室内最早应用是对任意塑造的人工小河的演变问题进行研究（Bridge，1981；Carlston，1965），并获得了相应的经验，它对于揭示砂体演变问题的宏观本质具有重要意义。

自然模型法的关键问题在于决定模型比尺（金德生，1989；尹学良，1965）。一般来讲，自然模型的比尺是以原型的某些特征值（如河宽、水深、流量、含砂量、砂体迁移速度等）与模型相应的特征值对比后求得。而在设计模型时由于缺乏原型的各项特征值，因此，可以先将模型小河段看作是小的原型，利用现有的水流泥砂运动以及河相关系式进行初步计算，近似地求出模型比尺。然后再在模型中实测各项特征值予以修　比尺。

自然模型法中最重要的比尺为几何比尺、水流比／、输砂比尺及时间比尺四大类，每一类中又有若干亚类（表 2 - 1）。开展自然模型法物理模拟实验时，上述比尺关系在模型设计时应

该充分考虑,因为它决定了模型与原型的相似程度。然而,每种比尺关系的权重是不同的,由表2-1可看出,其中最重要的是几何比尺和水流比尺,而几何比尺又是重中之重,实验中应重点考虑。

表2-1　自然模型法比尺公式表

比尺类别	比尺名称	符号	比尺计算公式	公式符号意义及说明
几何比尺	水平比尺	λ_L	$\frac{L_H}{L_m}=\frac{B_H}{B_m}$	L:长度;B:宽度;H:原型;m:模型
	深度比尺	λ_h	$\frac{\sqrt{\lambda_L}}{\lambda\phi}$	$\lambda_\phi=\frac{\varphi_H}{\varphi_m}$,$\varphi_H$、$\varphi_m$由原型及模型实测材料确定
	比降比尺	λ_J	$\frac{\lambda_h}{\lambda_L}$	不一定严格遵守
水流比尺	流速比尺	λ_v	$\frac{1}{\lambda_n}\lambda_h^{\frac{2}{3}}\lambda_J^{\frac{1}{2}}$	λ_n:原型与模型糙率系数之比
	流量比尺	λ_Q	$\lambda_L\lambda_h\lambda_v$	
			$\frac{1}{\lambda_n}\lambda_L\lambda_h^{\frac{5}{3}}\lambda_J^{\frac{1}{2}}$	当λ_J满足时,由λ_J、λ_v表达式得到
输砂比尺	含砂量比尺	λ_s	$\frac{\lambda_k\cdot\lambda_v^3}{\lambda_h\cdot\lambda_\omega}$	λ_k:经验系数比值 λ_ω:泥砂沉降速度比值
			$\frac{\lambda_k\cdot\lambda_h\cdot\lambda_J^{\frac{3}{2}}}{\lambda_n^3\cdot\lambda_\omega}$	换算式
	输砂率比尺	λ_q	$\lambda_Q\cdot\lambda_s$	输砂率q为流量Q与含砂量之积的比尺形式
			$\frac{\lambda_k\cdot\lambda_L\cdot\lambda_v^4}{\lambda_\omega}$	换算式
			$\frac{\lambda_k\cdot\lambda_L\cdot\lambda_h^{\frac{8}{3}}\cdot\lambda_J^2}{\lambda_\omega\cdot\lambda_n^4}$	换算式,λ_n:曼宁糙率系数比值
时间比尺	水流时间比尺	λ_{t_1}	$\frac{\lambda_L}{\lambda_v}$	水流速度$v=\frac{d_x}{d_t}$的比尺形式
			$\frac{\lambda_L\cdot\lambda_v^4}{\lambda_h^{\frac{2}{3}}\cdot\lambda_J^{\frac{1}{2}}}$	换算式
	砂体演变过程时间比尺	λ_{t_2}	$\frac{\lambda_L^2\cdot\lambda_h\cdot\lambda_{r_s}}{\lambda_Q\cdot\lambda_s}$	λ_{r_s}模型与原型砂重率比值
			$\frac{\lambda_L^2\cdot\lambda_h}{\lambda_Q\cdot\lambda_s}$	当$\lambda_{r_s}=1$时

二、比尺模型法

比尺模型法与自然模型法的区别在于：自然模型法并不按几何比例将入湖河流和原始底形缩制成模型，所选用的实验砂为天然砂（张春生，1995）。而比尺模型法则严格地按几何比例关系将入湖河流与原始底形缩制成模型，所选用的实验砂可能为更细小粒径的原始天然砂，但更多的则是用模型砂来满足相似要求（Geehan 和 Underwood，1993，尹学良，1965）。

比尺模型按性质可分为定床模型（模型河床为不可冲刷的固定河床，模型水流中也不带泥砂）和动床模型（模型河床可冲、可淤，模型水流中携带泥砂以适应河道的冲淤变化和产生砂体沉积）两类。前者又称为清水模型，没有泥砂运动的参与，只要满足水流条件的相似。后者又称浑水模型，不仅考虑水流相似，同时考虑泥砂运动相似。下面介绍能够描述砂体形成过程实际问题的浑水比尺模型法。

浑水模型由于考虑了泥砂运动，而泥砂运动可分为推移质搬运和悬移质搬运，因此在实验模型与原型相似性方面，除了满足重力相似与阻力相似之外，还要满足泥砂运动相似和砂体演变相似。

以推移质为主的泥砂搬运在比尺模型实验方法中应满足的比尺关系如表 2－2 所示，以悬移质为主的泥砂搬运在比尺模型实验方法中应满足的比尺关系如表 2－3 所示。对比表 2－2 与表 2－3 可以看出，推移质和悬移质搬运所要求的重力相似与阻力相似比尺是完全相同的，而泥砂运动相似和由此而导致的砂体演变相似比尺则不同，而这完全由泥砂运动及沉积特点所决定。

表 2－2　推移质比尺关系

类型 \ 相似条件		比尺	模型值
重力相似	1	$\lambda_v = \lambda_h^{\frac{1}{2}}$	$v_m = v_H \dfrac{\eta^{\frac{1}{2}}}{\lambda_L^{\frac{1}{2}}}$
	2	$\lambda_Q = \lambda_h^{\frac{2}{3}}$	$Q_m = Q_H \dfrac{\eta^{\frac{3}{2}}}{\lambda_L^{\frac{5}{2}}}$
阻力相似	3	$\lambda_n = \dfrac{1}{\lambda_v} \cdot \lambda_h^{\frac{1}{2}} \cdot \left(\dfrac{\lambda_h}{\lambda_L}\right)^{\frac{3}{2}}$	$n_m = n_H \dfrac{\eta^{\frac{2}{3}}}{\lambda_L^{\frac{1}{6}}}$
泥砂运动相似	4	$\lambda_{v_0} = \lambda_v\ \lambda_{v_0} = \lambda\left(\dfrac{\lambda_h}{\lambda_d}\right)^{y} \cdot \lambda_{(\gamma_s - r)/r}^{\frac{1}{2}} \cdot \lambda_d^{\frac{1}{2}}$	$d_m = d_H \cdot \dfrac{\eta}{\lambda_L} \cdot \lambda_{(r_s - r)/r}^{1/(1-2y)}$
	5	$\lambda_{q_s} = \dfrac{\lambda_L^{\frac{3}{2}}}{\eta^{\frac{3}{2}}} \cdot \dfrac{\lambda_{r_s}}{\lambda_{(r_s - r)/r}^{1/(1-2y)}}$	$q_m = q_H \cdot \dfrac{\eta^{\frac{3}{2}}}{\lambda_L^{\frac{3}{2}}} \cdot \dfrac{\lambda_{(r_s - r)/r}^{1/(1-2y)}}{r_s}$
砂体演变相似	6	$\lambda_t = \lambda_L^{\frac{1}{2}} \cdot \eta^{\frac{1}{2}} \cdot \lambda_{(r_s - r)/r}^{1/(1-2y)} \cdot \dfrac{\lambda_r}{\lambda_{r_s}}$	$t_m = t_H \cdot \dfrac{1}{\lambda_L^{\frac{1}{2}} \cdot \eta^{\frac{1}{2}} \cdot \lambda_{(r_s - r)/r}^{1/(1-2y)}} \cdot \dfrac{\lambda_{r_s}}{\lambda_r}$

表 2-3 悬移质比尺关系

类型 \ 相似条件		比尺	模型值
重力相似	1	$\lambda_v = \lambda_h^{\frac{1}{2}}$	$v_m = v_H \frac{\eta^{\frac{1}{2}}}{\lambda_L^{\frac{1}{2}}}$
	2	$\lambda_Q = \lambda_L \cdot \lambda_h^{\frac{2}{3}}$	$Q_m = Q_H \cdot \frac{\eta^{\frac{3}{2}}}{\lambda_L^{\frac{5}{2}}}$
阻力相似	3	$\lambda_n = \frac{1}{\lambda_v} \cdot \lambda_h^{\frac{3}{2}} \cdot \left(\frac{\lambda_h}{\lambda_L}\right)^{\frac{1}{2}}$	$n_m = n_H \cdot \frac{\eta^{\frac{2}{3}}}{\lambda_L^{\frac{1}{6}}}$
砂体演变相似	4	$\lambda_\omega = \frac{\lambda_h}{\lambda_L} \cdot \lambda_v$ $\lambda_\omega = \frac{\lambda(r_s - r)/r \cdot \lambda_d^2}{\lambda_v}$	$d_m = d_H \cdot \frac{\eta^{\frac{3}{4}}}{\lambda_L^{\frac{1}{4}}} \cdot \lambda_{(r_s-r)/r}^{\frac{1}{2}}$
	5	$\lambda_s = \frac{\lambda_{r_s}}{\lambda_{(r_s-r)/r}^{1/(1-2y)}}$	$s_m = s_H \cdot \frac{\lambda_{(r_s-r)/r}}{\lambda_{r_s}}$

值得注意的问题是自然界中泥砂绝大多数(占90%以上)是以悬浮方式搬运的,极少数以推移方式搬运(Mcgowen 和 Garner,1970;Moody-Stuart,1966;Williams 和 Rust,1969),因此在实际实验时,设计模型应重点考虑悬移质比尺关系,以保证其符合或近似符合。

第三章　砂质碎屑沿斜坡滑动的沉积模拟实验

第一节　实验方案设计

一、实验目的

（1）通过本实验可能揭示点物源碎屑流形成深切谷和发育重力流的临界坡度、高差；

（2）细致刻画点物源碎屑流沿坡折带搬运方式、演化特征及其沉积作用规律。

二、实验方案

为达到上述实验目的，本实验开始时制定了详尽的实验方案，不仅考虑砂质碎屑流本身的特点，同时更注重考虑坡折带的性质及其特征，主要包括：

（1）坡度不同对碎屑流入湖的影响，由于实验装置本身的限制，坡度不能太大，此处考虑两个坡度：8°和15°；

（2）在坡度不同的条件下，分别考虑斜坡宽度和高差；

（3）分别考虑水位的影响，分为水位达到坡顶和坡脚两种情况；

（4）分别考虑两个流量级别和加砂级别；

（5）分别设计两种浅湖宽度，分为浅湖（宽带）和浅湖（窄带）两种情况研究碎屑流形成、搬运和分布特征。

第二节　实验过程描述

根据述实验方案，具体开展实验时将上述条件又进行进一步的细化，共开展22轮实验（表3－1），每轮实验约进行200～240min。

表3－1　碎屑流入湖模拟实验条件

Run1	Run2	Run3	Run4
短斜坡（1.25m长）； 缓坡度（8°）； 低水位（淹至斜坡脚）； 大流量（0.8L/s）； 粗组分（中砂50%，细砂25%，粉砂25/%）； 垂直入湖	短斜坡（1.25m长）； 缓坡度（8°）； 低水位（淹至斜坡脚）； 小流量（0.4L/s）； 细组分（中砂25%，细砂50%，粉砂25/%）； 垂直入湖	短斜坡（1.25m长）； 缓坡度（8°）； 高水位（淹至斜坡顶）； 大流量（0.8L/s）； 粗组分（中砂50%，细砂25%，粉砂25%）； 垂直入湖	短斜坡（1.25m长）； 缓坡度（8°）； 高水位（淹至斜坡顶）； 小流量（0.4L/s）； 细组分（中砂25%，细砂50%，粉砂25%）； 垂直入湖

续表

Run4 - 1 短斜坡(1.25m 长); 缓坡度(8°); 高水位(淹至斜坡顶); 大流量(0.8L/s); 粗组分(中砂 50%,细砂 25%,粉砂 25%); 45°斜交入湖	Run4 - 2 短斜坡(1.25m 长); 缓坡度(8°); 低水位(淹至斜坡脚); 小流量(0.4L/s); 细组分(中砂 25%,细砂 50%,粉砂 25%); 45°斜交入湖	Run5 长斜坡(2.5m 长); 缓坡度(8°); 低水位(淹至斜坡脚); 大流量(0.8L/s); 粗组分(中砂 50%,细砂 25%,粉砂 25%); 垂直入湖	Run6 长斜坡(2.5m 长); 缓坡度(8°); 低水位(淹至斜坡脚); 小流量(0.4L/s); 细组分(中砂 25%,细砂 50%,粉砂 25%); 垂直入湖
Run7 长斜坡(2.5m 长); 缓坡度(8°); 高水位(淹至斜坡顶); 大流量(0.8L/s); 粗组分(中砂 50%,细砂 25%,粉砂 25%); 垂直入湖	Run8 长斜坡(2.5m 长); 缓坡度(8°); 高水位(淹至斜坡顶);小流量(0.4L/s); 细组分(中砂 25%,细砂 50%,粉砂 25%); 垂直入湖	Run8 - 1 长斜坡(2.5m 长); 缓坡度(8°); 高水位(淹至斜坡顶); 大流量(0.8L/s); 粗组分(中砂 50%,细砂 25%,粉砂 25%); 45°斜交入湖	Run8 - 2 长斜坡(2.5m 长); 缓坡度(8°); 低水位(淹至斜坡脚); 小流量(0.4L/s); 细组分(中砂 25%,细砂 50%,粉砂 25%); 45°斜交入湖
Run9 短斜坡(1.25m 长); 陡坡度(15°); 低水位(淹至斜坡脚); 小流量(0.4L/s); 细组分(中砂 25%,细砂 50%,粉砂 25%); 垂直入湖	Run10 短斜坡(1.25m 长); 陡坡度(15°); 低水位(淹至斜坡脚);大流量(0.8L/s); 粗组分(中砂 50%,细砂 25%,粉砂 25%); 垂直入湖	Run11 短斜坡(1.25m 长); 陡坡度(15°); 高水位(淹至斜坡顶); 大流量(0.8L/s); 粗组分(中砂 50%,细砂 25%,粉砂 25%); 垂直入湖	Run12 短斜坡(1.25m 长); 陡坡度(15°); 高水位(淹至斜坡顶); 小流量(0.4L/s); 细组分(中砂 25%,细砂 50%,粉砂 25%); 垂直入湖
Run12 - 1 短斜坡(1.25m 长); 陡坡度(15°); 低水位(淹至斜坡脚); 小流量(0.4L/s); 细组分(中砂 25%,细砂 50%,粉砂 25%); 45°斜交入湖	Run12 - 2 短斜坡(1.25m 长); 陡坡度(15°); 高水位(淹至斜坡顶); 大流量(0.8L/s); 粗组分(中砂 50%,细砂 25%,粉砂 25%); 45°斜交入湖	Run13 长斜坡(2.5m 长); 陡坡度(15°); 低水位(淹至斜坡脚); 小流量(0.4L/s); 细组分(中砂 25%,细砂 50%,粉砂 25%); 垂直入湖	Run14 长斜坡(2.5m 长); 陡坡度(15°); 低水位(淹至斜坡脚); 大流量(0.8L/s); 粗组分(中砂 50%,细砂 25%,粉砂 25%); 垂直入湖

续表

Run15	Run16	Run16 - 1	Run16 - 2
长斜坡(2.5m长)； 陡坡度(15°)； 高水位(淹至斜坡顶)； 小流量(0.4L/s)； 细组分(中砂25%，细砂50%，粉砂25%)； 垂直入湖	长斜坡(2.5m长)； 陡坡度(15°)； 高水位(淹至斜坡顶)； 大流量(0.8L/s)； 粗组分(中砂50%，细砂25%，粉砂25%)； 垂直入湖	长斜坡(2.5m长)； 陡坡度(15°)； 低水位(淹至斜坡脚)； 小流量(0.4L/s)； 细组分(中砂25%，细砂50%，粉砂25%)； 45°斜交入湖	长斜坡(2.5m长)； 陡坡度(15°)； 高水位(淹至斜坡顶)； 大流量(0.8L/s)； 粗组分(中砂50%，细砂25%，粉砂25%)； 45°斜交入湖

针对每轮实验所设计的斜坡带特征，同步对主要实验参数流速、流量、流体密度、流体性质、搬运方式、沉积物分布等进行详细观察、测量和描述，并对整个实验过程进行录像，典型沉积现象进行照相，以便进行斜坡带性质与沉积特征的对比分析。

实验开始后，混合泥砂的流体在河道中搬运，河道水流坡降处于稳定状态，达到自平衡响应，沉积物在河道区仅仅是过路而不沉积，个别粗组分保留的机会及可能性更大一些。到达浅湖边缘混合水流呈喇叭状在斜坡区散开形成砂质碎屑流，在重力作用下碎屑流沉积物沿斜坡带向湖区方向滑落，并快速携带泥沙沿斜坡区向前推进入湖。从物源区带来的泥砂物质大部分聚集在斜坡中下部及坡脚地带，并没有直接进入湖底平原。斜坡带深切谷未形成前，斜坡区水流发散，进入湖区后水流也发散。伴随实验的不断进行，斜坡带深切谷开始发育，水流集中，斜坡带中下部堆积的沉积物被带往湖区，湖区中的碎屑流砂体规模越来越大，沿深切谷水流延伸方向碎屑流砂体呈朵状向前延伸。在湖水位不变的情况下，碎屑流砂体的发育形状总遵循一个趋势，主水流居中，向两侧轮回摆动，碎屑体最终形成比较对称的朵状复合体。只有在上游来流来沙条件改变或改变湖水位的情况下，特别是湖水位降低，碎屑流会形成明显的切割水道并在更前方出现叠置扇叶。湖水位不改变或变化不大，叠置扇叶不太发育，导致碎屑流砂体外缘平缓。伴随实验条件的不断改变，碎屑流砂体表面沟槽不断变迁，改道，最终碎屑流砂体不断变宽增长。实验表明碎屑流为非牛顿流体，搬运过程中颗粒基本上是不掺混的，可能会形成部分复合粒序层(图3-1)，其分布特征除与流体本身的特性有关外，还与斜坡带的特性有密切关系。实验过程如图3-2所示。

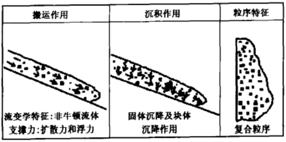
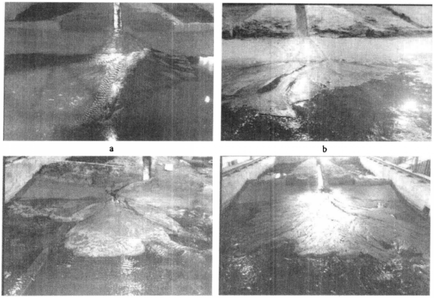


图3-1　砂质碎屑流搬运及沉积特征



a b c d

图 3-2 砂质碎屑流的实验过程

第三节 实验结果分析

通过上述 8 轮实验，可以得出如下结论：

（1）斜坡带以上浅湖的宽度是影响砂质碎屑流形成、发育和分布的一个重要因素，当其他条件相同时，浅湖（窄带）更容易形成砂质碎屑流沿斜坡的滑动，浅湖宽度较大时不易形成砂质碎屑流。

（2）浅湖（宽带）形成砂质碎屑流时要求斜坡带的坡度比浅湖（窄带）时要大，通常情况下当斜坡带坡度较小时，碎屑物质会首先在坡折脊附近堆积，当泥砂达到一定厚度，相当于坡折带的坡度增加后，才会出现碎屑物质沿斜坡带滑动的现象（图 3-3 至图 3-6）。

（3）浅湖宽度与坡折带的高差存在明显互补关系，要形成规模较大的砂质碎屑流，浅湖（宽带）要求的坡折带古高差一定比浅湖（窄带）要求的坡折带古高差大，否则难以发生碎屑流沉积。

（4）浅湖上搬运物质的组成也影响到碎屑流发育的难易程度，同样与坡折带古高差存在一种消长关系，粗颗粒形成砂质碎屑流要求的古高差小于细颗粒，也就是说，相同条件下粗颗粒更易形成砂质碎屑流沿斜坡的滑动。

（5）砂质碎屑流在斜坡带上的滑动是一个逐渐加速的过程，开始时滑动速度慢，坡脚处速

度最大,实验条件下坡脚处速度是坡折脊处速度的 2 ~3 倍,并与斜坡带的长度有密切关系。

(6)砂质碎屑流在沉积盆地内的分布特征与碎屑流的滑动速度和颗粒粗细有关,斜坡带宽度大、滑动速度快、颗粒较粗时,碎屑流在深湖内的搬运距离较远,而且形成的砂体多呈长条状分布,反之,碎屑流搬运距离比较近,砂体以朵状分布为主。

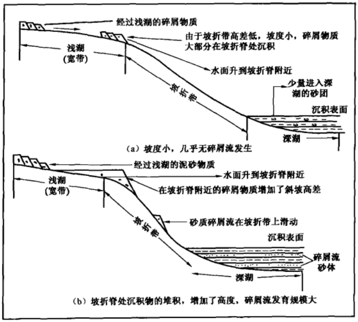


图 3 - 3　浅湖(宽带)缓斜坡条件下,砂质碎屑流的形成与分布示意图

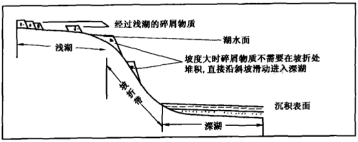
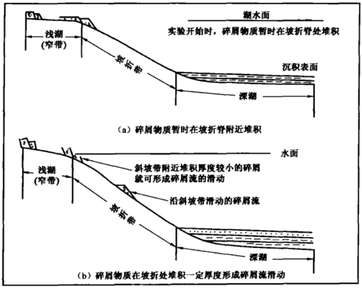


图 3 - 4　浅湖(宽带)陡斜坡条件下,砂质碎屑流的形成与分布示意图

研究表明,自然界中砂质碎屑流能否发育,除了与碎屑流本身的特性如流速、泥砂含量、流体密度等因素有关外,斜坡带的宽度和高差也是形成碎屑流的重要控制参数。本次实验分为长斜坡与短斜坡、缓坡度与陡坡度进行实验条件组合,分别在高水位和低水位条件下进行了四大类实验:其一为长斜坡、缓坡度实验条件;其二为长斜坡、陡坡度实验条件;其三为短斜坡、缓坡度实验条件;其四为短斜坡、陡坡度实验条件。



(a) 碎屑物质暂时在坡折脊附近堆积

(b) 碎屑物质在坡折处堆积一定厚度形成碎屑流滑动

图 3－5　浅湖(窄带)缓斜坡条件下，砂质碎屑流的形成与分布示意图

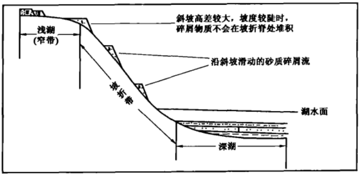


图 3－6　浅湖(窄带)陡斜坡条件下，砂质碎屑流的形成与分布示意图

一、长斜坡、缓坡度、低位域条件下砂质碎屑流的发育特征

该类实验设计斜坡长度 2.5m，斜坡坡度为 8°，斜坡高差 35cm，水面达到斜坡坡脚。

实验开始后，首先让湖水升至斜坡坡脚处，携带碎屑物质的水流经过浅湖将泥砂搬运至坡折脊附近后，大部分泥砂在坡折脊附近暂时堆积，水流则携带少量的泥砂沿斜坡流入深湖，在浅湖上瞬时测量水与泥砂混合物的体积密度为 23.6%，斜坡带的坡度增加至 8.2°，地形高差达到 36cm，斜坡带上测量水与泥砂混合物的体积密度为 7.1%，也就是说约有 2/3 的泥砂堆积在斜坡带顶部。此时由于斜坡带上碎屑物质浓度比较低或者坡度比较小，并没有观察到典型的碎屑物质滑动或蠕动现象(图 3－7)。随着沉积作用的进行，坡折脊附近沉积物厚度在逐渐

增加,斜坡带上水和泥砂混合物的密度也在逐渐增加,实验进行到176min时,坡折带顶部沉积物的厚度达到8cm,斜坡带的坡度增加至9.8°,地形高差达到43cm,坡折带上水流密度为20.9%,此时坡折带顶部沉积物的不稳定性显著增加,可以观察到有裂纹出现,实验进行到190min时,斜坡带的坡度增加至10.3°,坡折带上沉积物的密度达到26.9%,地形高差达到45.4cm,这时在深湖内可以明显观察到水面的涌动和浑浊现象,我们认为此时才形成了比较典型的碎屑流沉积。由于碎屑流沿底部沉积表面向盆地深水区运动,在其经过的地方,水面上可明显的观察到浑浊的搅动现象。根据水面上出现搅动的部位大体上可以推算碎屑流在深湖内的运动速度,实测坡脚处碎屑流进入水下的平均瞬时速度为37.8cm/min,水面下前进第一个1m的时间所需为4.9min,平均运动速度为20.4cm/min,前进第二个1m的时间所需为7.3min,平均运动速度为13.7cm/min,前进第三个1m的时间所需为19.7min,平均运动速度为5.1cm/min,尔后碎屑流逐渐静止下来。因此碎屑流沿深湖底部的运动是一个速度快速减小的过程,这是由于失去重力作用后碎屑流仅仅依靠惯性运动,同时受到湖水阻力和底面摩擦力的缘故。

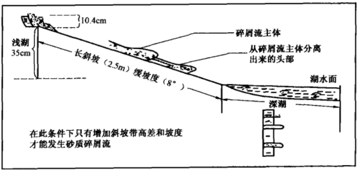


图3-7 长斜坡、缓坡度、低水位条件下砂质碎屑流的形成及分布特征

增加浅湖上水流的起始流速或者改变碎屑颗粒的粒径,实验过程所表现出来的规律是一致的,差别在于:首先颗粒比较粗时,在坡折脊附近暂时堆积的时间较短,同样条件下发育碎屑流的时间要早于细颗粒,也就是说粗颗粒更容易形成砂质碎屑流;其次碎屑流的运动速度相对较小,在深湖内的搬运距离较短。浅湖上启动速度比较大时所产生的效应与粗颗粒时产生的效应相同。

水面保持在坡折带以下坡脚附近的实验过程是一个碎屑流在低位域的过程,低位域时砂质碎屑流一般不能在坡折带上堆积,碎屑物质几乎全部被搬运至深湖,在深湖内形成近条带状分布,在深湖内的延伸距离(长度)不超过4m,宽度一般为2~3m。

每轮实验完成后将水排出,对深湖不同部位沉积的砂质碎屑流特征进行研究。在碎屑流沉积的根部靠近坡脚附近主要以块状砂岩为主,层理不明显,具有快速沉积特征,泥质成分较少,但其中含有呈撕裂状的泥质团块,泥砾杂乱的分布于砂岩中形成含泥砾砂岩,特别是长轴与层面垂直或斜交的泥砾是典型的碎屑流成因标志,这是碎屑流侵蚀深湖软泥形成的,砂岩底

部具有明显的冲刷特征；在碎屑流沉积的中部，以分选良好的砂岩沉积为主，层次性比较明显，泥砾分布减少，由于砂泥混杂的碎屑流中砂质部分的抗剪强度为泥质部分的6～12倍，因此在碎屑流流动过程中砂质部分表现为刚性，而泥质部分表现为塑性，并产生强烈的塑性变形，形成不太典型的变形构造；在碎屑流沉积的前部，砂岩主要呈现薄层状，粒度相对较细，一般不具有明显的底面侵蚀构造，这是由于碎屑流的头部沉积下来之后，碎屑流腰部甚至尾部越过头部在前方堆积形成的。

综上所述，在长斜坡、缓坡度、低位域条件下砂质碎屑流发育的临界坡度与地形高差和碎屑流的密度、颗粒的大小以及初始启动速度的大小有关，颗粒粗、密度较大、初始启动速度较大时，容易形成碎屑流，并且所要求的斜坡带坡度和高差相对较小；反之，形成砂质碎屑流时的坡度和高差就比较大，各种参数之间呈现相互消长的关系。在上述给定的条件下，形成碎屑流的最小坡度和高差应分别是10.3°和45.4cm，这个数值要比自然界中形成碎屑流所观察到的平均坡度大一些，而与自然界中陡坡度碎屑流的临界值相当。分析认为，实验室内低位域发生碎屑流的坡度较大可能与坡折带的宽度较小有关，自然界中坡折带的宽度一般有几千米，甚至几十千米，即便是坡度很小，但是地形高差已经比较大，坡折带顶部沉积物的势能积蓄比较高，比较而言沉积物处于一种不稳定状态，发生碎屑流滑动的可能性就比较大。而由于实验室条件的限制，不可能将斜坡设计得非常宽，即便是比较陡的坡度，但地形高差仍然比较小，因此形成碎屑流就比较困难，所以就需要比较陡的坡度，这也说明砂质碎屑流形成时地形高差与坡度之间的具有强烈的互补性，坡度小所需要的高差就大，坡度大所需要的高差就小。

二、长斜坡、缓坡度、高位域条件下砂质碎屑流的发育特征

该类实验设计斜坡长度2.5m，斜坡坡度为8°，斜坡高差35cm，水面达到斜坡顶部。

实验开始后，首先让湖水升至斜坡坡折脊附近，携带碎屑物质的水流经过浅湖将泥砂搬运至坡折脊附近后，部分泥砂在坡折脊附近暂时堆积，水流则携带部分泥砂沿斜坡流入深湖，在浅湖上瞬时测量水与泥砂混合物的体积密度24.7%，斜坡带上测量水与泥砂混合物的体积密度为13.3%，也就是说大约有1/2的泥砂堆积在斜坡带顶部。此时由于斜坡带上碎屑物质浓度比较低或者坡度比较小，也没有观察到典型的碎屑物质滑动现象。随着沉积作用的进行，坡折脊附近沉积物厚度在逐渐增加，斜坡带上水和泥砂混合物的密度也在逐渐增加，实验进行到97min时，坡折带顶部沉积物的厚度达到6cm，坡折带高差为41cm，坡折带上水流密度为18.7%，此时坡折带顶部沉积物的不稳定性显著增加，实验进行到113min时，坡折带上沉积物的密度达到25.6%，坡折带顶部沉积物的厚度达到7.1cm，坡折带高差为42.1cm，坡度为9.6°，这时在坡折带水面之上和深湖部位水面之上均可以明显观察到水面的涌动和浑浊现象，说明此时形成了比较典型的碎屑流搬运（图3－8）。

根据水面上出现搅动和浑浊的部位推算碎屑流在深湖内的运动速度，实测坡脚处碎屑流进入水下的平均瞬时速度为43.7cm/min，水面下前进第一个1m的时间所需为4.2min，平均运动速度为23.8cm/min，前进第二个1m的时间所需为6.1min，平均运动速度为16.4cm/min，前进第三个1m的时间所需为13.9min，平均运动速度为7.2cm/min，前进第四个1m的时间所

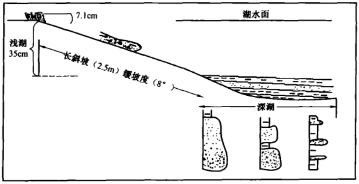


图3-8　长斜坡、缓坡度、高水位条件下砂质碎屑流的形成及分布特征

需为22.3min，平均运动速度为4.5cm/min，然后碎屑流逐渐静止下来。上述现象也说明碎屑流沿深湖底部的运动是一个加快减速的过程。

所不同的是首先当水面升至坡折带顶部时，碎屑流更容易发生，所需要的坡度和高差相对较小，这可能与水面淹没坡折带时由于波浪作用的影响，坡折带顶部沉积物的不稳定性有所增加，导致碎屑流容易产生；其次，当水面升至坡折带顶部时，碎屑流在坡折带部位的滑动速度比暴露在水面之上时有所增大，碎屑流进入深湖沿底部滑动速度的更快、距离更远，这可能与砂质碎屑流的水湿润滑作用有关。

砂质碎屑流的水湿润滑作用能显著地降低底床的阻力而提高其前进速度，而且前锋具有水湿润滑特征的砂质碎屑流，前锋部分由于运动速度快，会从主体脱离出来，并作为单独的块体，运动到其主体前方堆积。这种独立块体是碎屑流前锋具有水湿润滑特征的证据，现代海洋中也有泥质碎屑流和滑塌中的大块独立块体的报导（Embley，1976，1980；Embeley 和 Jacobi，1977）。砂质碎屑流形成的这种独立砂质块体，增加了碎屑流沉积物分布规律的复杂性。

实验完成后将水排出，对深湖不同部位沉积的砂质碎屑流特征进行研究。位于坡折带底部的碎屑流沉积明显呈块状，砂岩颗粒较粗，成层性不明显，泥质成分较少，颗粒大小混杂，分选较差，具有典型快速沉积特征，撕裂状的泥质团块含量较少，砂岩底部具有明显的冲刷特征；在碎屑流沉积的湖底扇扇中部位，分选性明显变好，形成富砂的厚层砂岩，其间夹有薄层泥岩，这是砂质碎屑流沉积的间歇期由湖泊沉积作用形成的；在碎屑流沉积的湖底扇扇缘，砂岩厚度急剧减小，细粉砂主要呈现薄层状，一般不具有明显的底面侵蚀构造（图3-9）。

砂质碎屑流的水湿润滑作用能够解释了为什么水下碎屑流能在缓坡上比地面碎屑流运动的更快、更远。具有水湿润滑特征的碎屑流，一般不发生侵蚀作用。前人在砂质碎屑实验中发现了泄水构造（碟状和柱状），并且认为砂质碎屑流中碟状构造的形成分为3个阶段，分别是水湿润滑、水的捕集和水的溢出。在水湿润滑阶段，水渗透到塑性流层之下，当沉积物落底时，底部空洞捕集水，最后，沉积物进一步沉降造成圈闭的水向空洞顶部溢出，产生沙火山，充分发育的沙火山会形成底面碟状构造。本次实验中由于碎屑流上部水体较深，而实验装置的侧面

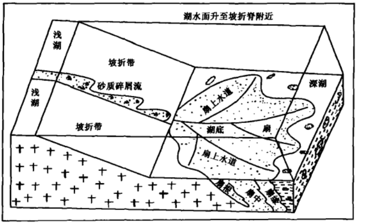


图 3-9　长斜坡、缓坡度、高水位条件下砂质碎屑流沉积特征

是不透明的，因此没有直接观察到泄水构造的产生，但是在水面之上可以观察到连续冒泡的现象，这可能是底面水逃逸在水面上的反应。砂质碎屑流中泄水构造的出现可以作为指示水湿润滑作用的证据。

同样当浅湖上水流的起始流速或者携带碎屑颗粒的粒径发生改变时，对碎屑流的发生会产生影响。砂质颗粒比较粗时，不需要在坡折脊附近堆积较长的时间，也就是说粗颗粒更容易形成砂质碎屑流；碎屑流的启动速度相对较大时，由于惯性作用在深湖内的搬运距离较远。

水面保持在坡折脊附近的实验过程是一个碎屑流在高位域的过程，高位域时砂质碎屑流既可以堆积在坡折带的坡脚附近，也可以搬运至沉积盆地内较远的地方，这主要取决于坡折带的长度和坡度，如果坡折带的长度大、坡度陡，碎屑流的搬运距离就远，反之则近，会有部分碎屑流物质在坡折带底部堆积。在同样的实验条件下，高位域的砂质碎屑流的搬运距离一般比低位域时搬运距离要远。

三、长斜坡、陡坡度、低位域条件下砂质碎屑流的发育特征

该类实验设计斜坡长度仍然保持 2.5m，斜坡坡度增大至 15°，斜坡高差 67cm，水面达到斜坡顶部。

实验开始后，首先让湖水升至斜坡坡折脊附近，携带碎屑物质的水流经过浅湖将泥砂搬运至坡折脊附近后，由于斜坡坡度较大，碎屑物质不易在斜坡顶部停积，而是直接沿斜坡滑动，以碎屑流搬运机制进入深湖，实验开始 47min 时，在浅湖上瞬时测量水与泥砂混合物的体积密度平均为 22.3%，斜坡带上测量水与泥砂混合物的体积密度平均为 21.6%，也就是说浅湖与斜坡带上水流密度几乎大致相当，此时出现典型的碎屑物质滑动现象（图 3-10）。

根据水面上出现搅动和浑浊的部位推算碎屑流在深湖内的运动速度，实测坡脚处碎屑流进入水下的平均瞬时速度为 74.5cm/min，水面下前进第一个 1m 的时间所需为 3.3min，平均运动速度为 30.3cm/min，前进第二个 1m 的时间所需为 5.7min，平均运动速度为 17.5cm/min，前进第三个 1m 的时间所需为 11.4min，平均运动速度为 8.8cm/min，前进第四个 1m 的时间所

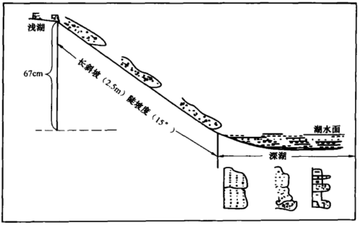


图 3-10　长斜坡、陡坡度、低水位条件下砂质碎屑流的形成及分布特征

需为 20.7min，平均运动速度为 4.8cm/min，尔后碎屑流逐渐静止下来。上述现象也说明碎屑流沿深湖底部的运动是一个加快减速的过程。

所不同的是首先当水面升至坡折带顶部时，坡度较陡、斜坡高差较大时碎屑流更容易发生，而且几乎碎屑物质不需要在坡折脊附近堆积而增加坡度和高差就可以直接形成碎屑流；此外，高位域坡度较陡时，碎屑流在坡折带部位的滑动速度比较快，在深湖内的滑动距离比较远，这可能也与砂质碎屑流的水湿润滑作用有关。

实验表明，浅湖上水流携带碎屑物质的浓度是影响砂质碎屑流发育的一个重要因素。在本轮实验中，由于设计坡度较陡，高差较大，在保持密度不变的条件下，形成碎屑流沉积是毫无疑问的。但是当把加砂量降低、密度减小时，情况出现了一些变化。

前几轮实验时，浅湖上的水流含砂浓度均保持在 23% ~26%，当把水流的含砂浓度降低一半左右，即保持在 10% ~12% 时，碎屑流的发育时间向后推迟了约 92min。碎屑物质首先在斜坡带顶部堆积，以增加坡度和高差，此时坡折带上水流的平均瞬时含砂浓度只有 3.1%，不能形成砂质碎屑流的滑动。当实验进行到 140min 时，浅湖上的浓度仍然保持在 11% 左右，但由于坡折带顶部沉积物的堆积，使其不稳定性增加并导致滑塌作用发生，坡折带上水流的平均含砂浓度达到 21%，此时坡折带上及其深湖内水面上都能观察到强烈的涌动和浑浊现象，说明发生了大规模的水下碎屑流沉积。

通过该实验可以得出以下认识：

（1）只有当水流的含砂浓度达到比较高时，才能发育砂质碎屑流，推测含砂浓度比较低时，不能形成砂质碎屑流，已有的实验表明，砂质碎屑流形成时含砂浓度一般应不低于 20%；

（2）当砂质碎屑流的含砂浓度比较低时，发育砂质碎屑流需要比较陡的坡度和较大的高差；

（3）砂质碎屑流的含砂浓度与斜坡带坡度和高差存在明显的互补关系，低位域坡度陡的条件下一般容易形成切入水道，发育新的朵叶体（图 3-11）。

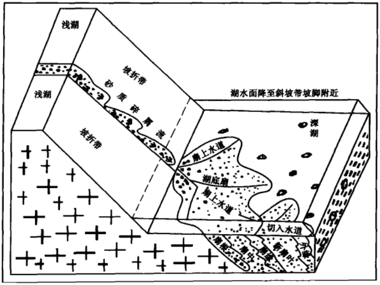


图 3－11　长斜坡、陡坡度、低水位条件下砂质碎屑流沉积特征

(4)含砂浓度较低难以形成砂质碎屑流似乎不能够用加大浅湖上的启动流速或增加颗粒大小来弥补，即碎屑颗粒粗、启动流速大，但含砂浓度达不到形成碎屑流的最低含砂浓度时，仍然不能发育砂质碎屑流。

四、长斜坡、陡坡度、高位域条件下砂质碎屑流的发育特征

该类实验设计斜坡长度仍然保持 2.5m，斜坡坡度增大至 15°，斜坡高差 67cm，水面达到斜坡底部坡脚。

实验开始后，首先让湖水达到斜坡坡脚附近，携带碎屑物质的水流经过浅湖将泥砂搬运至坡折脊附近后，由于斜坡坡度较大，碎屑物质较少在斜坡顶部停留，绝大部分直接沿斜坡以碎屑流搬运机制进入深湖。实验开始 61min 时，在浅湖上瞬时测量水与泥砂混合物的体积密度平均为 21.7%，斜坡带上测量水与泥砂混合物的体积密度平均为 22.9%，浅湖与斜坡带上水流密度保持一致，说明经过浅湖的碎屑物质几乎全部由斜坡带搬运至深湖，以碎屑流的形式堆积下来(图 3－12)。

实测坡脚处碎屑流接触湖水时的平均瞬时速度为 67.3cm/min，水面下前进第一个 1m 所需的时间为 3.8min，平均运动速度为 26.3cm/min，前进第二个 1m 所需的时间为 7.1min，平均运动速度为 14.1cm/min，前进第三个 1m 所需的时间为 14.3min，平均运动速度为 7.0cm/min，前进第四个 1m 所需的时间为 26.6min，平均运动速度为 3.8cm/min，尔后碎屑流逐渐静止下来，形成湖底扇砂体。

在同样的斜坡坡度、高差、启动流速、颗粒粗细、浅湖宽度等条件下，高水位与低水位相比，砂质碎屑流的形成和分布主要存在以下差别：

(1)由于砂质碎屑流水湿润滑作用以及波浪作用的影响，高水位时更容易发生砂质碎屑

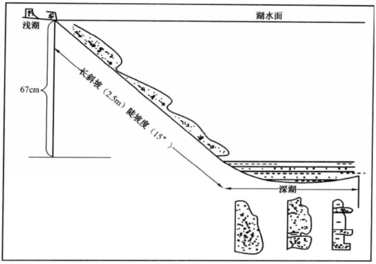


图 3－12　长斜坡、陡坡度、高水位条件下砂质碎屑流的形成及分布特征

流沿斜坡带的滑动；

（2）水下砂质碎屑流比水上砂质碎屑流在斜坡带上运动速度更快，这可能是由于水下碎屑流与底床的摩擦力较小的缘故；

（3）水上砂质碎屑流在坡折带之下深湖内的搬运距离相对较小，形成湖底扇的形状近似呈朵状体，湖底扇长度与宽度近似相等，而水下砂质碎屑流在坡折带之下深湖内的搬运距离相对较远，形成湖底扇的形状近似呈长条状，沿碎屑流的运动方向湖底扇长度较大，垂直于碎屑流的运动方向湖底扇的宽度相对较小；

（4）如果砂质碎屑流持续沉积时间较长，此时若水位发生波动而使基准面降低，则水上砂质碎屑流与水下砂质碎屑流一样，很容易在湖底扇上形成一条切割水道（图 3－13），在水道的前方形成叠置扇叶，与 Walk（1978）的湖底扇模式相似，从而构成湖底扇复合体沉积模式，这也是低位域更容易形成岩性圈闭的主要原因。

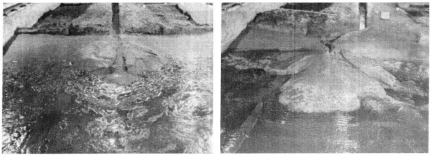


图 3－13　基准面下降时切入水道及新朵叶体的形成

五、短斜坡、缓坡度、低位域条件下砂质碎屑流的发育特征

该类实验设计斜坡长度 1.25m，斜坡坡度为 8°，斜坡高差 17.6cm，水面达到斜坡底部坡脚。

实验开始后，湖水达到斜坡坡脚附近，此时深湖内湖水深度约 30cm，携带碎屑物质的水流经过浅湖将泥砂搬运至坡折脊附近后进行短暂的沉积。尽管斜坡带的坡度较大，但由于斜坡带比较短，导致地形高差较小（图 3－14），测量浅湖上瞬时泥砂浓度平均为 24.6%，斜坡带上瞬时泥砂浓度平均为 11.2%，所以没有明显的砂质碎屑流发生。当实验进行到 230min 时，坡折脊附近沉积物厚度达到 11.0cm，坡度达到 12.9°，斜坡高差达到 28.6cm，在浅湖上瞬时测量水与泥砂混合物的含砂浓度平均为 23.5%，斜坡带上测量水与泥砂混合物的含砂浓度平均为 21.7%，此时斜坡带上存在明显的砂质碎屑流滑动现象。

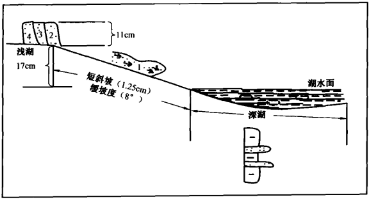


图 3－14　短斜坡、缓坡度、低水位条件下砂质碎屑流的形成及分布特征

实测坡脚处碎屑流接触湖水时的平均瞬时速度为 31.2cm/min，水面下前进第一个 1m 所需的时间为 5.8min，平均运动速度为 17.2cm/min，前进第二个 1m 所需的时间为 9.2min，平均运动速度为 10.9cm/min，前进第三个 1m 所需的时间为 24.1min，平均运动速度为 4.1cm/min，尔后碎屑流逐渐静止下来，形成湖底扇砂体。

在同样的斜坡坡度、水位条件、启动流速、颗粒粗细、浅湖宽度等条件下，长斜坡与短斜坡相比，砂质碎屑流的形成和分布主要存在以下差别：

（1）尽管斜坡带坡度相同，但由于斜坡带较短，所以地形高差较小，所以实验开始后约 4 个小时内没有明显的砂质碎屑流发生，只有当坡折脊附近沉积达到一定厚度、坡折带的高差达到一定值后，才有可能发生砂质碎屑流；

（2）当斜坡带的长度较短时，砂质碎屑流在斜坡带上滑动时的加速过程较短，因此短斜坡上砂质碎屑流的滑动速度较慢，所以在深湖内的搬运距离就比较近，容易形成砂岩厚度大而分布面积较小的湖底扇，这就是通常所说的由于砂质碎屑流头部突然停止造

成的；

(3)当其他条件相同时，长斜坡更容易形成砂质碎屑流，而短斜坡较难发生碎屑流；

(4)不同类型设计参数的物理模拟实验对比表明，坡折带的高差与坡度之间对于砂质碎屑流的发生存在着非常明显的互补关系，无论其他参数如何变化，这种互补关系总是成立的。但是这仅仅是对于碎屑流的形成条件而言的，对于碎屑流湖底扇在深水区的分布，长斜坡和短斜坡存在不同的效应，那就是长斜坡的碎屑流搬运距离较远，而短斜坡的碎屑流搬运距离较近，并且，一般而言，沉积厚度也有差异。

六、短斜坡、缓坡度、高位域条件下砂质碎屑流的发育特征

该类实验设计斜坡长度 1. 25m，斜坡坡度为 8°，斜坡高差 17. 6cm，水面达到斜坡顶部(图 3－15)。

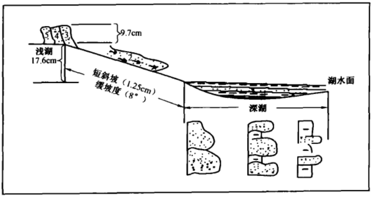


图 3－15　短斜坡、缓坡度、低水位条件下砂质碎屑流的形成及分布特征

这类条件下的实验所表现出来的规律与低位域时基本相同，主要区别在于：

(1)水面抵达斜坡顶部时，由于砂质碎屑流的水湿润滑作用，碎屑流的发生更容易，与低位域相比，碎屑流发生时所需要的地形高差和斜坡坡度相对较小，实验开始后发育砂质碎屑流的时间相对较短，约 165min，此时最小高差约 27. 3cm，最小坡度约 12. 3°；

(2)由于碎屑流与底床的摩擦力减小，碎屑流在斜坡带上的滑动速度较大，因而在深湖内的搬运距离较远。

七、短斜坡、陡坡度、低位域条件下砂质碎屑流的发育特征

该类实验设计斜坡长度 1. 25m，斜坡坡度增大到 15°，斜坡高差为 33. 5cm，水面达到斜坡坡脚。

这类条件下坡折带特征表现为短而陡，对于形成砂质碎屑流而言，条件无疑是满足的。碎屑流沉积的基本规律表现为：

(1)虽然斜坡带的坡度较大，但由于坡折带比较短，所以砂质碎屑流在坡折带上的滑动速度仍然比较小，碎屑流头部与腰部沉积的差异不明显，一般不会出现头部分离的现象，尤其是

在低位域条件下更是如此(图 3－16)，其原因就在于坡折带短而陡，碎屑流没有足够的时间和距离使头部速度增大到可以与主体分离的程度；

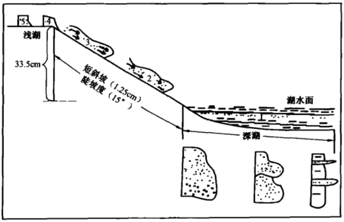


图 3－16　短斜坡、陡坡度、低水位条件下砂质碎屑流的形成及分布特征

(2)短而陡的坡折带发育的碎屑流在深湖内一般形成厚度大而面积小的湖底扇沉积体，其原因就在于速度较低，惯性作用不可能使碎屑流在深湖内搬运很远的距离。

八、短斜坡、陡坡度、高位域条件下砂质碎屑流的发育特征

该类实验设计斜坡长度 1.25m，斜坡坡度保持在 15°，斜坡高差 33.5cm，水面达到斜坡顶部。

这类条件下的实验所表现出来的碎屑流搬运及沉积规律与低位域时基本相同(图 3－17)，主要区别在于碎屑流不仅能够被搬运到坡折带之下的深水盆地内，同时也会在坡折带的坡脚附近堆积，由于没有足够的时间进行分异和分选就被停积下来，所以湖底扇的成层性比较差，大多数砂体均呈厚层块状，没有明显湖底扇上扇、中扇和下扇之分。

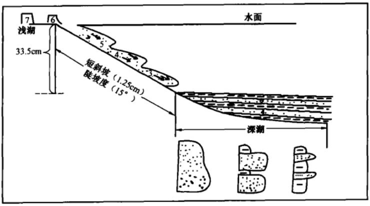


图 3－17　短斜坡、陡坡度、高水位条件下砂质碎屑流的形成及分布特征

结合上述实验,将砂质碎屑流发生的斜坡带高差和坡度条件列于表3-2中。

表3-2　不同实验条件下碎屑流及深切谷发育的临界条件

实验类型	实验条件				能否发生碎屑流	碎屑流及深切谷发育条件		发育碎屑流的起始时间(min)	备注
	坡长(m)	高差(m)	坡度(°)	水位		高差(m)	坡度(°)		
A	2.5	35	8	斜坡底	不能	45.5	10.3	190	原斜坡高差增加10.5cm
B				斜坡顶	不能	42.1	9.6	113	原斜坡高差增加7.1cm
C	2.5	67	15	斜坡顶	能			47	
D				斜坡底	能			61	
E	1.25	17.6	8	斜坡底	不能	28.6	12.9	230	原斜坡高差增加11cm
F				斜坡顶	不能	27.3	12.3	165	原斜坡高差增加9.7cm
G	1.25	33.5	15	斜坡底	能			32	
H				斜坡顶	能			38	

第四节　砂质碎屑流形成及发育的控制因素

不同参数和变量的交叉实验表明,碎屑流沉积体的形成及发育主要受控于以下几个因素:

(1)坡折带的坡度。斜坡坡度对碎屑流沉积的影响主要表现在三个方面,第一影响砂质碎屑流的发生,只有当斜坡坡度达到一定值之后,砂质碎屑流才有可能发生;第二影响到砂质碎屑流在斜坡带的滑动速度,一般情况下,斜坡越陡,碎屑流的滑动速度越快;第三影响到碎屑流沉积物的分布,在湖水位不变的情况下,坡度大,碎屑流砂体沉积厚度大而范围小,沉积部位多集中在斜坡下端以及近斜坡地带,反之,坡度越小,斜坡越缓,在湖水位不变的情况下,碎屑流砂体沉积厚度较小,沉积部位多集中在斜坡之下的深湖部位。

(2)坡折带的长度。斜坡长短对碎屑流沉积的影响主要表现在两个方面,第一斜坡的长短通过斜坡带地形高差控制碎屑流的发育,坡折带长度越大,在相同坡度条件下地形高差就越大,有利于碎屑流的发育;第二斜坡长短也影响碎屑流的滑动速度,斜坡越长,碎屑流在斜坡带的加速时间越长,速度越大,否则速度就比较小;第三长斜坡有利于形成面积大而厚度小的湖底扇沉积,短斜坡更趋向于形成厚度大而面积小的湖底扇,沉积砂体一般局限于坡折带底部近斜坡部位。

(3)湖水位的高低。高位域与低位域对砂质碎屑流的形成及发育有不同的影响,高位域时由于水湿润滑作用导致的底床摩擦力较小和波浪影响导致的稳定性较差,一般情况下更容

易发生碎屑流沉积，沉积部位既可以在斜坡底部，也可以位于深水盆地部位；而低位域时碎屑流滑动速度相对较小，主要沉积在盆地比较深水部位。

(4)粒度粗细。粒度粗细对碎屑流砂体的形成及发育有一定影响。在其他条件相同的情况下，相对粗的砂质颗粒比较容易形成砂质碎屑流，它所要求的坡度和高差相对较小，滑动速度也比较快，当粗细颗粒混杂时，粗颗粒往往形成碎屑流的头部并与碎屑流主体分离开来，构成对底床的强烈侵蚀；细颗粒由于具有较强的粘结力，发育碎屑流时一般需要的坡度和高差比粗颗粒要大，滑动速度比粗颗粒小。

(5)水流中的泥砂含量。碎屑流能否发育并不主要取决于流量大小，更主要取决于水流中的含砂浓度，只有当坡折带上含沙量达到20%以上时，才可能形成颗粒沿斜坡带的滑动并发育碎屑流，含沙量低于20%左右，改变其他变量对碎屑流的发育影响不大，因此水流中含沙量比较低时只能形成浊流，而这是两类搬运机制和沉积特征完全不同的重力流（图3－18）。形成碎屑流时泥砂含量的上限尚不清楚，但肯定不是泥砂含量越高，越有利于碎屑流的发育。

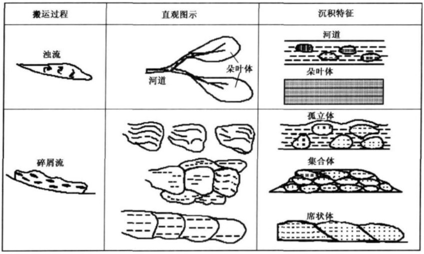


图3－18　浊流与砂质碎屑流搬运过程及沉积特征比较

第五节　坡折带深切谷的形成与发育

深切谷是发育于海盆陆坡或湖盆斜坡带的一类地貌单元，它主要是由碎屑流或浊流在斜坡带滑动时对斜坡的侵蚀作用形成的，对于湖盆而言，由于湖泊面积变化较大，当水面降至斜坡带底部出现低位域时，水流的切割作用也是形成斜坡带深切谷的主要原因。若深切谷被后期砂体充填，则有利于形成侧向遮挡的岩性圈闭，其中储层物性较好，其位置又靠近深湖区生油岩，因而备受人们关注。

一、坡折带深切谷的发育特征

1. 长斜坡、缓坡度条件下深切谷的发育特征

当斜坡长度为2.5m，坡度为8°时，实验开始后，砂质碎屑流的形成要延迟一段时间，当砂质碎屑流大规模发育时，深切谷的形成便已开始。

（1）水位抵达斜坡带顶部时，由于水湿润滑作用使得碎屑流的滑动与底床之间的摩擦力比较小，因此形成规模可观的深切谷需要相对长的时间，实验进行220min左右时，在斜坡带上出现深切谷的雏形，但由于被水淹没，观察比较困难。实验进行330min时，为观察深切谷的特征，暂时将水位降低，观察表明，深切谷的发育是由坡脚处开始，向斜坡顶部逐渐侵蚀，下部宽度较大，一般2~4cm，深度达到1~2cm，上部宽度较小，近1cm左右，深度小于1cm，发育深切谷以后，水流相对集中。随着实验的进行，深切谷的发育速度比较缓慢，形成规模较大的深切谷可能需要较长时间，但这也许正是陆坡上深切谷形成的真正原因。

（2）水位降至斜坡带以下时，整个坡折带暴露在水面以上，当坡折带坡度达到9.2°，地形高差达到40.5时，形成明显的碎屑流沉积，此时可以比较方便的观察深切谷的发育过程。

在这种条件下，有两种动力共同作用使得深切谷的发育比较典型，其一为水流侵蚀作用，由于基准面比较低，水流侵蚀作用便开始于斜坡带的坡脚部位，侵蚀点由该部位开始逐渐向斜坡带上游迁移。早期由于水流比较分散，加之斜坡带有一定的抗冲能力，可能会发育多个小型侵蚀点。随着侵蚀作用和沉积作用的交替进行，侵蚀点易生易灭，大部分早期侵蚀点可能被废弃，留下1~3个大型侵蚀点，深切谷就是在这类为数不多的大型侵蚀点的基础上发育而成。第二种动力来自于碎屑流颗粒与底床的摩擦力，由于水湿润滑作用的消失，滑动的碎屑流颗粒不断对底床产生强烈的刻蚀，尤其是这种刻蚀作用发生在某一个侵蚀点部位时，侵蚀点向上游迁移速度会更快，侵蚀点周围可产生崩塌现象，类似于强流态条件下形成的冲坑。随着深切谷的加宽加深，水流逐渐集中于少数几条深切谷内，侵蚀点继续向斜坡带顶部迁移，但速度会逐渐缓慢下来，直至侵蚀到坡顶并稳定下来。

因此深切谷的发育过程一般经历三个阶段（图3-19），即早期稳定侵蚀点的形成与保持，它对深切谷的发育部位至关重要；中期深切谷的快速发育和发展，它主要影响到深切谷的规模；后期深切谷的缓慢发育和相对稳定阶段，一旦浅湖上的水流条件以及斜坡带的特征等发生变化，这种相对稳定的平衡会被打破，深切谷又将适应新的条件，或被废弃充填或继续扩大规模。

一个发育完善的深切谷具有以下特点：

（1）靠近坡折带下部深切谷比较宽，向斜坡带顶部逐渐变窄，平面上具有喇叭状形态（图3-20）；

（2）斜坡带下部深切谷切割比较深，向斜坡带顶部切割深度逐渐变小，横剖面具有“V”形特征；

（3）如果坡折带上存在几条深切谷时，深切谷之间一般都是独立的，不会像平原河流那样经常发生交汇与分叉，其主要原因在于深切谷是由水流和碎屑流滑动共同作用形成的，在低位域条件下，碎屑流只能由坡顶向坡底滑动而难以改变方向（图3-20）。

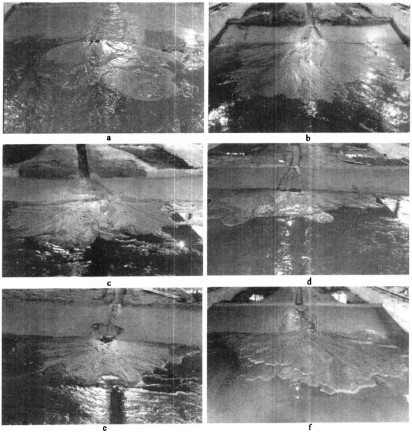


图 3－19　斜坡带上深切谷的形成过程

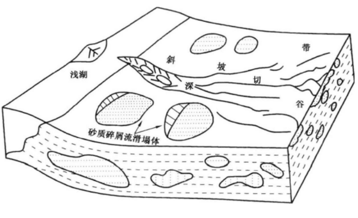


图 3－20　斜坡带控制下的深切谷发育特征

2. 长斜坡、陡坡度条件下深切谷的发育特征

一般来说，在长斜坡条件下，坡度比较陡时容易形成深切谷，尤其是在水面降至斜坡底部的低位域情况下，但是深切谷的发育具有一些不同的规律，主要表现为：

（1）斜坡坡度比较陡时，形成的深切谷宽度一般比较小，底部的喇叭状形态不明显；

（2）陡斜坡条件下形成的深切谷一般都比较平直，并垂直于坡折脊，如果有几条深切谷同时发育，它们往往是平行的。

3. 短斜坡、缓坡度条件下深切谷的发育特征

相比之下，斜坡长度比较短、坡度比较缓的条件下，不容易发生碎屑流的滑动，因此深切谷的形成相对比较困难，但低位域与高位域相比，前者形成的深切谷规模相对较大。

斜坡比较短时，形成的深切谷不典型，喇叭状形态不明显，然而它所要求的坡度比较陡，有时深切谷不仅发育在坡折带上，可穿越斜坡脚向深湖延伸一段距离，而顶部可一直延伸至坡折脊，同时，自斜坡带上部至斜坡带下部，深切谷的深度基本相当。

4. 短斜坡、陡坡度条件下深切谷的发育特征

斜坡带短而陡的实验条件下，不利于形成规模比较大的深切谷，主要原因是碎屑流发育不完善，水流速度比较快，没有足够的时间对坡折带产生侵蚀作用。

综上所述，深切谷发育的有利条件是坡折带长度比较大，湖盆水位在坡折带之下坡度可陡可缓，坡度较缓时形成的深切谷宽度大，坡度较陡时形成的深切谷宽度小。

二、深切谷形成及发育的控制因素

实验表明，坡折带上深切谷形成及发育主要受控于以下几个因素：

1. 斜坡区坡度大小

斜坡坡度越大，深切谷形成的时间越早，深切谷被切割得越深，深切谷的规模也越大；反之，斜坡坡度越小，深切谷形成的时间越迟，深切谷被切割得越浅，深切谷的规模也越小。

2. 斜坡区的地形粗糙度

斜坡区的地形越粗糙，越有利于深切谷的形成及发育；反之，斜坡区的地形越光滑，越不利于深切谷的形成及发育。

3. 浅湖的水流强度

浅湖水流强度越大，坡折带的水流速度也越大，切割斜坡床面的能量越强，越有利于深切谷的形成及发育；反之，斜坡区上游水流强度越小，坡折带水流速度也越小，切割斜坡床面的能量越弱，越不利于深切谷的形成及发育；

4. 浅湖携带来的粒度大小

浅湖区携带来的粒度越粗，颗粒与床面间的摩擦力也越大，越有利于深切谷的形成和发育；反之，浅湖区携带来的粒度越细，颗粒与床面间的摩擦力也越小，越不利于深切谷的形成和发育。

5. 颗粒磨圆度

颗粒磨圆度越好，颗粒越光滑，颗粒与床面间的摩擦力也越小，越不利于深切谷的形成和

发育；反之，颗粒磨圆度越差，颗粒越粗糙，颗粒与床面间的摩擦力也越大，越有利于深切谷的形成和发育；

6. 湖水位

湖水位对深切谷的形成和发育影响巨大，湖水位越高，越不利于深切谷的形成和发育；反之，湖水越浅，越有利于深切谷的形成和发育。

综上所述，湖平面在坡折带富集的小幅度缓慢下降，(不一定下降至斜坡带底部)、气候和河流径流量变化以及河流裂点的向源侵蚀均是形成深切谷的外部动力，其沉积模式如图3－21所示。

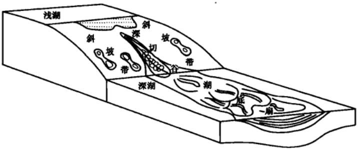


图3－21　深切谷沉积模式

第四章　沉积物重力再搬运重力流实验

第一节　实验方案设计

一、实验目的

（1）揭示再搬运重力流的搬运方式及其演化；

（2）揭示再搬运重力流的沉积作用规律。

二、实验方案

该类实验主要考虑了以下因素：

（1）首先考虑浊积砂体内部结构不同，构造两个浊积砂体层序；

（2）对于不同的浊积砂体层序，分别考虑宽斜坡、窄斜坡和坡度陡缓，分为四类实验；

（3）对于每类实验，分别考虑不同的触发机制，根据实验室条件，分别考虑风暴浪、地震及波浪冲刷触发三种机制。

具体实验过程中共设计了3类6轮实验：

Run1 ~ Run2：短斜坡2.5m，坡度15°，湖水淹至斜坡底部及顶部；

Run3 ~ Run4：短斜坡2.5m，坡度25°，湖水淹至斜坡顶部及底部；

Run5 ~ Run6：长斜坡3.5m，坡度15°，湖水淹至斜坡底部及底部。

第二节　实验过程描述

为了达到实验目的，实验开始前在斜坡顶端按照自下而上变粗的结构构筑浊积砂体沉积层序，经过震动、风暴浪触发以及波浪作用，发现部分碎屑物质小范围慢慢滑动，沿斜坡顶端部位产生整体小范围位移，尔后，浊积砂体沉积体前端产生多条裂纹，伴随斜坡带上端物质向斜坡区慢慢蠕动的同时，部分碎屑物质产生滑塌并在重力的作用下沿斜坡向湖区滑动，这种滑动一般都是块体搬运，块体大小十分不均，滑动速度有快有慢，部分块体在滑动时存在暂时在斜坡上停积的现象（图4－1）。在地震、波浪和水流（碎屑物质含一定浓度的水）等外力综合因素影响下，最终大量的碎屑物质在重力的作用下以重力流搬运形式进入斜坡下端的湖区，湖区近斜坡部位是重力流沉积的主要场所。在湖泊基准面降至斜坡带以下时，重力流沉积物会进一步在波浪、风浪、及风暴流的改造影响下，

沉积体外缘更趋圆滑，湖水面附近及浪基面附近的沉积物质被横向改造明显，分选较好，可形成富砂的良好储层。

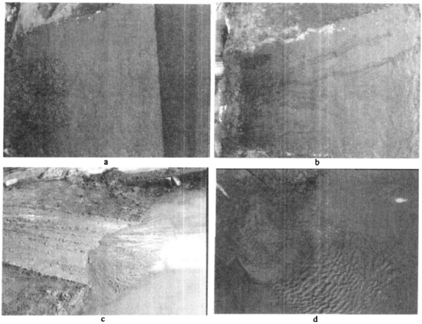


图4－1　沉积物再搬运重力流的形成过程

第三节　实验结果分析

一、沉积物重力再搬运形成重力流所需要的实验条件

实验过程表明，沉积物重力再搬运形成重力流时既需要保证作块体运动下滑所需的粘度，即块体滑动的碎屑物质必须含有一定的粘土，又需要一定的外力触发作用机制，增大已堆积沉积物的不稳定性。具体说来实验条件主要包括以下三个方面：

（1）具备一定的坡度：这是形成重力滑动的基础，一般来说斜坡带坡度越陡，沉积物重力流越容易发生，并且滑动速度比较大，这是由于受到沿斜坡方向的分力比较大的缘故。当斜坡带坡度小于某一临界值时，不可能发生重力再搬运，并形成重力流。

（2）水、沙、泥等滑动物质需要有一定的粘度和水分，并有一定的混合比例：其中泥级物质的含量对重力流的形成和发育是非常重要的，这是保证沉积物重力流作块体运动的必备条件，否则可能是沿斜坡流动的牵引流而非沉积物再搬运重力流，各种重力流类型之间因泥砂含量的不同是可以相互转化的（图4－2）。

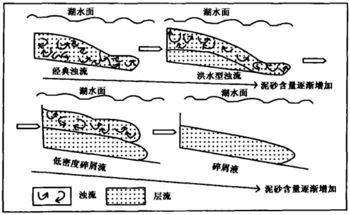


图 4－2　重力流类型之间的相互转化

(3)重力流的发育需要一定的推力或原动力:在斜坡高部位堆积的不同类型沉积物处于暂时的平衡状态,只有施加一定的外力,如地震、风暴浪等,才能增加其不稳定性,结合沉积物所受的重力作用可保证其沿斜坡运动进入湖区形成沉积物再搬运重力流。

二、形成沉积物再搬运重力流的控制因素

根据所设计的上述三类实验条件,沉积物再搬运重力流的形成及发育主要受到以下几个因素的影响:

1. 斜坡长度

实验过程中设计了两类斜坡长度,较短的斜坡 2. 5m,较长的斜坡 3. 5m。在坡度一定的情况下,斜坡的长度决定了地形的高差,斜坡长高差大,斜坡短高差就小,因此斜坡长度对沉积物再搬运重力流的影响的实质是斜坡高差的影响。

该类实验共设计了两个斜坡长度,首先在斜坡长度2. 5m、斜坡坡度为15°的实验条件下开展实验,此时斜坡高差为 67cm,当湖水面淹至斜坡底部时,采用人工震动;当湖水面淹至斜坡顶部时,采用人工震动、风暴浪及波浪淘洗等触发机制的联合作用,都不能形成明显的沉积物再搬运重力流。

其次在斜坡长度 3. 5m、斜坡坡度 15°的实验条件下开展实验,此时斜坡长度增加 1m,高差达到 94cm,当湖水面淹至斜坡底部时,采用人工震动;在斜坡表面可以观察到大小不等的块体沿斜坡滑动,开始时速度较低,瞬时测量平均滑动速度 10. 2cm/min,至斜坡底部时速度显著加快,瞬时测量平均滑动速度 18. 9cm/min;当湖水面淹至斜坡顶部时,再次采用人工震动、风暴浪及波浪淘洗等触发机制的联合作用,沉积物再搬运重力流的规模较大,形成了比较明显的滑动,而且滑动速度相对较快,瞬时测量斜坡顶部平均滑动速度 13. 4cm/min,底部平均滑动速度 25. 1cm/min。

由此可见斜坡高差是影响沉积物再搬运重力流发育的重要条件,只有当高差达到一定数值后,沉积物再搬运才会发生,在上述给定的实验条件下,64cm 的高差不足以形成沉积物再搬

运重力流。预计沉积物再搬运重力流形成的临界高差可能在75～80cm。

2. 斜坡坡度

本类实验设计了两个坡度15°和25°。前已述及在斜坡长度2.5m,斜坡坡度15°的条件下不能形成沉积物再搬运重力流。

在同样的斜坡长度条件下,当把斜坡坡度增加到25°时,无论水位在斜坡带之下还是在斜坡带之上,当存在外力作用时都比较容易形成沉积物再搬运重力流,而且湖水位较高时滑动速度比较慢,湖水位低时滑动速度较快。

由此可见,斜坡区坡度越大,斜坡越陡,在重力作用下沉积物往湖区滑落得越快,越有利于沉积物再搬运重力流的形成及发育;反之,斜坡区坡度越小,斜坡越缓,在重力作用下沉积物往湖区滑落得越慢,不利于沉积物再搬运重力流的形成及发育。

前面已经谈到,在斜坡长度3.5m、斜坡坡度15°的实验条件下开展实验,也可以形成沉积物再搬运重力流,这再一次说明沉积物再搬运重力流形成过程中,斜坡带坡度与高差存在明显的互补关系,坡度大、高差小与坡度小、高差大的地理条件都可以满足沉积物再搬运重力流发育的条件。

3. 沉积物浓度

沉积物浓度也是影响沉积物再搬运重力流发生的主要因素,浓度较大时,沉积物块体搬运特征比较明显,但沉积物再搬运重力流滑动速度比较小;反之,沉积物再搬运重力流的浓度较小时,块体搬运特征不甚明显,但滑动速度较大。最易于形成沉积物再搬运重力流沉积物浓度大致在30%～40%之间,而且其中应含有10%～15%的粘土,否则块体搬运特征就不明显。

4. 湖水位

湖水位的高低,直接影响沉积物重力流砂体发育规模的大小及块体搬运的距离。湖水位比较高时,所形成沉积物再搬运重力流砂体的沉积厚度比较大,主要分布场所位于斜坡底部拐点和近斜坡地带,具有平面范围较小、砂体的前缘及侧缘坡度较陡的特点;低位域时,沉积物再搬运重力流砂体沉积厚度越小,所形成的平面范围越大,深湖内部是沉积物再搬运重力流砂体的主要发育部位,砂体的前缘及侧缘坡度比较小。

5. 外力作用

本次实验施加的外力主要包括人工震动、风暴浪以及波浪作用三种,震动强度大可加速堆积在斜坡顶端沉积物的下滑,沉积物再搬运重力流形成及发育比较快;风暴浪是形成重力流的重要触发机制,当湖水位处于斜坡带顶部时,风暴浪可以有效的使已堆积的浊积砂体前缘沉积物以重力流形式沿斜坡作块体搬运;一般的波浪作用一种营力难以促使沉积物滑动,它主要是叠加在其他触发机制之上共同作用,并对重力流砂体进行改造。

三、沉积物再搬运重力流砂体分布及演化特征

沉积物再搬运重力流砂体是指位于湖盆斜坡带下部及湖底主要由重力作用而形成的砂

体，这种沉积物再搬运重力流多数是由早期的沉积速率较高的浊积砂体前缘作为物源，在各种触发机制下沿斜坡滑动形成，因此一般情况下是富砂的，少数是砂泥混杂的。沉积物再搬运重力流砂体发育部位与湖盆斜坡带特征密切相关，斜坡带为沉积物再搬运重力流砂体形成和发育提供了动力学背景，斜坡下部和邻近斜坡的湖底是沉积物再搬运重力流搬运碎屑物的主要堆积场所(图4-3)。

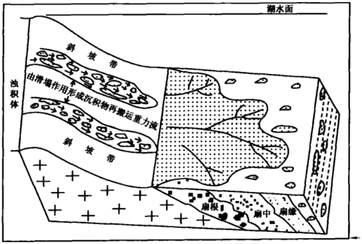


图4-3 沉积物再搬运重力流砂体分布及演化特征

沉积物再搬运重力流砂体是由重力流搬运而来的。在重力流中包括碎屑流、液化沉积物流和颗粒流三种，主要是碎屑流。碎屑流搬运的碎屑物质是由水、泥质混合物两个基质力支撑，使碎屑物质分散在基质中。

沉积物再搬运重力流呈块体流动，也可看作呈层流态流动，即流体流动过程中流体内部质点的运动轨迹是不掺混的。

沉积物与水的混合物的流变学特征主要由沉积物浓度决定，与颗粒的大小及被搬运固体的物理化学性质也有关。实验表明，携带大量碎屑物的沉积物再搬运重力流，在流动过程中可能会发生浓度分异，形成下部为碎屑物浓度较高的碎屑流和上部为沉积物浓度较低的浊流。

沉积物再搬运重力流砂体以砂质沉积物为主，少数是砂泥混杂沉积物。因为重力流的形成是由先存于斜坡高部位的沉积物滑塌，或河流带来的碎屑沿较陡湖泊斜坡直接向斜坡下部及湖底作块体流动形成的。对于斜坡高部位的沉积物滑塌来说，砂质沉积物与泥质沉积物相比，砂质沉积物的粘性小，稳定性差，容易发生滑塌，对于由河流搬运的沿较陡湖泊斜坡直接向斜坡下部及湖底运动的碎屑来说，由于泥质碎屑呈悬浮搬运，沿斜坡流动的碎屑虽然有一定的泥质，但主要是砂质碎屑，因此沉积物再搬运重力流砂体主要是砂质沉积物。但是，对于斜坡高部位的沉积物滑塌来说，处于较陡斜坡上部泥质沉积物和受到强烈

外力作用(如地震、风暴、重力流的扰动等),泥质沉积物发生滑塌也是可能的,再加上砂质碎屑流在流动过程的重力分异,也可使泥质富集,因此沉积物重力流砂体尚有少量砂泥混杂沉积物,甚至是泥质沉积物。

四、沉积物再搬运重力流砂体形成及发育的水动力机制探讨

形成沉积物重力流砂体的沉积物是由重力流搬运而来的。根据流体流变学特征,重力流划分为牛顿流体和塑性流体两种类型,对牛顿流体(即流体没有粘性)施加剪切压应力时将开始变形,并且是线性变形。牛顿流体初始紊流的指标是雷诺数 *Re*(惯性力和粘滞力之比)要大于2000。在重力流中,浊流搬运的碎屑物是由流体的涡举力支撑保持悬浮,塑性流体流(即流体具有粘性)在施加的应力不超过屈服强度时不发生变形;一旦施加的应力超过屈服强度,变形也是线性的。这种流体也称作是宾汉塑性体,初始紊态的判别指标是雷诺数 *Re* 和宾汉数 *B*。

浊流是呈紊流态流动,即流体流动过程中流体内部质点的运动是紊乱的;沉积物再搬运重力流呈块体流动,也可看作是呈层流态流动,即流体流动过程中流体内部质点的运动轨迹是不掺混的。

沉积物与水的混合物的流变学特征主要由沉积物浓度决定,与颗粒的大小及被搬运固体的物理化学性质也有关。

实验结果表明,携带大量碎屑物的沉积物再搬运重力流,在流动过程中可能会发生浓度分异,形成下部为碎屑物浓度较高的碎屑流和上部为沉积物浓度较低的浊流。

五、沉积物再搬运重力流砂体沉积模式

沉积物再搬运重力流砂体属面物源沉积物,先期或准同期的浊积砂体是沉积物重力流形成的物质基础,坡折带下部及湖底的重力流成因的沉积物重力流砂体是不稳定的浊积砂体前缘沉积物再分配的结果。重力流沉积时期可以滞后于浊积砂体沉积时期,也可以是与浊积砂体准同生期形成。

不论是高水位还是低水位时期,河流带入深湖的陆源碎屑在入湖斜坡区沉积成富砂的浊积砂体,浊积砂体的前缘都是不稳定的,都极易形成滑塌和碎屑流,其主要原因是:

(1)由于浊积砂体是在斜坡上建设的,原始的地形斜坡叠加上浊积砂体前缘斜坡,使得浊积砂体沉积体前缘坡度加大,使斜坡沉积物的稳定性降低;

(2)浊积砂体前缘富砂,松散砂不具粘聚性,具有不稳定性;

(3)浊积砂体前缘砂层下伏多为含水较高、具有流动潜能的泥质沉积物,降低了滑动摩擦阻力;、

(4)高水位后期浊积砂体的建设,再加上前期形成的浊积砂体前缘沉积物承受的负荷压力增加,会加剧浊积砂体前缘的不稳定性;

(5)低水位时期,尽管由于河流转移至低洼地带,高水位期的浊积砂体废弃,负荷压力不

会增加，但水位线处于浊积砂体前缘附近，水位线附近的波浪扰动作用会加剧浊积砂体前缘的不稳定性，浊积砂体沉积的所有上述特征在受到其他因素的触发时都极易形成沉积物再搬运重力流(图4-4)。

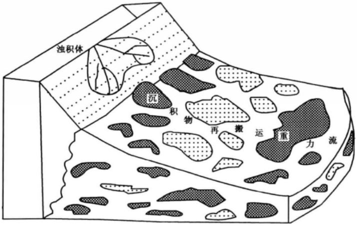


图4-4　沉积物再搬运重力流沉积模式

第五章　洪水型浊流模拟实验

第一节　实验方案设计

一、实验目的

（1）揭示洪水型浊流形成的边界条件，建立泥砂比、泥沙含量、斜坡坡度、斜坡长度（高差）之间的函数关系；

（2）揭示洪水型浊流沉积作用规律、砂泥质沉积物的分布、沉积特征（包括结构和构造特征）；

（3）揭示湖底地形对沉积作用的控制；

（4）水下扇叠置样式、朵叶体的成因与分布。

二、实验方案

该类实验考虑了以下因素：

（1）斜坡宽度和坡度，分为三种类型。实验 C－1：坡度 5°，斜坡长 4m；实验 C－2：坡度 10°，斜坡长 2m；实验 C－3：坡度 20°，斜坡长 1m。

（2）分别考虑三种初始流速：0.5m/s、1.0m/s、2.0m/s。

（3）相应考虑三种泥砂比例和含砂浓度，泥砂比例大致按 1（泥）比 6（沙）设计，含沙浓度按 5%、10%、15%设计。

具体实验过程中共设计了三个实验：

Run1：斜坡长 4m，坡度 5°，分别以高、中、低流速和泥砂含量开展 9 次实验，每次实验约 1.5h，共计 13.5h；

Run2：斜坡长 2m，坡度 10°，同样分别以高、中、低流速和泥砂含量开展 9 次实验，每次实验保持 1.5h，共计 13.5h；

Run3：斜坡长 1m，坡度 20°，同样分别以高、中、低流速和泥砂含量开展 9 次实验，每次实验保持 1.5h，共计 13.5h。

第二节　实验过程描述

实验开始前按设计的实验条件使泥砂在前池中充分搅拌均匀，实验装置内水深保持在 60cm，在释放洪水浊流的同时，不断在前池中加入水和已配好的泥砂。实验表明，在所设计的

斜坡长度和坡度条件下均能够形成洪水型浊流（图 5－1），但起始速度和泥砂含量不同时，洪水型浊流的搬运和沉积特征有区别。

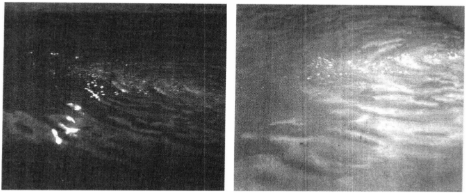


图 5－1　洪水型浊流的实验过程

首先，初始流速大时，搅拌充分的洪水流喷射的距离更远，绝大部分沉积物质沉积在湖区范围，斜坡地带沉积较薄；初始流速小时，搅拌充分的洪水流喷射的距离有限，沉积物质一部分沉积在斜坡中下部位，一部分沉积在湖区之中，但洪水浊流砂体的主体还是沉积在湖区的中部。其次，含砂浓度不同时，洪水型浊流的搬运方式会发生变化，当含砂浓度达到 15% 时，洪水型浊流有向高密度浊流转变的趋势，支撑机理将发生变化。第三，粒度粗细不同时，洪水型浊流的搬运沉积特征会发生变化，在主要是细颗粒组成的流体中加入少量的粗颗粒，对流体的动能的影响很小，但是在主要是粗颗粒的流体中加入少量的细颗粒会有明显的影响。第四，在洪水型浊流的实验过程中湖区内一般会出现环流，而且多数情况下环流不对称，并与洪水型浊流的速度和密度有密切关系。

第三节　实验主要认识

一、形成洪水型浊流所要求的斜坡带长度及坡度条件比较宽松

按照国外开展浊流物理模拟实验的一般情况，水与泥砂的混合物通常是在容器内首先搅拌，然后开启闸门，让水砂混合物沿斜坡搬运进入深水盆地，观察浊流沉积物的分布规律。

本次洪水型浊流的模拟实验采用与国外相同的办法，首先将水与泥砂按设计要求进行搅拌，然后将混合物释放，结果表明，在 4m、2m、1m 的斜坡长度和 5°、10°、20°的斜坡坡度下均可以形成比较典型的洪水型浊流，但在斜坡长、坡度大的条件下，洪水型浊流喷射比较远，可以通过表面清水明显观察到首先在斜坡底部、继而在深湖底部形成混水水团，并翻滚向前，明显表现出底部流速较大，上部流速较小的特征。

由此可见，洪水型浊流与沉积物再搬运重力流和砂质碎屑流相比，发育洪水型浊流不需要

太大的高差和较陡的坡度，5°的斜坡坡度已经足够，临界坡度预计在2°~3°。

二、斜坡带的坡度与高差对洪水型浊流沉积物的分布有重要影响

虽然洪水型浊流对斜坡带坡度与高差没有严格要求，但坡度与高差对洪水型浊流沉积物的分布影响较大。一般情况下，高差大、坡度陡时，洪水型浊流的动力比较足，在沉积底床上以较大的速度向前翻滚，沉积范围比较大（图5－2）；高差低、坡度缓时，洪水型浊流的能量比较小，在沉积底床上滑动的速度比较低，沉积范围较小（图5－3）。

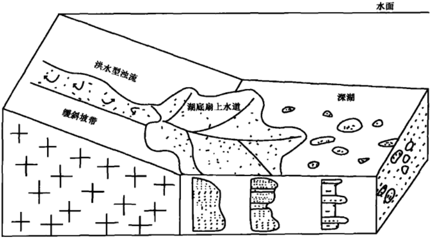


图5－2　长斜坡缓坡度条件下洪水型浊流的沉积特征

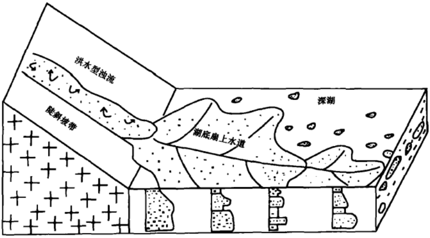


图5－3　长斜坡陡坡度条件下洪水型浊流的沉积特征

每次洪水型浊流的注入深湖后，砂泥质沉积物的分布都具有前部以砂质沉积为主，中后部以砂泥质混合沉积为主的特征，也就是说砂质沉积物在前，泥质沉积物在后，砂质流动速度快，

泥质流动速度慢，反映在沉积剖面结构上砂质沉积物在下，泥质沉积物在上，砂泥比约为2/3，以砂质沉积为主，泥质沉积物顶面存在广泛的侵蚀作用。

洪水型浊流形成的沉积物平面形态一般呈现出扇叶体特征，一期洪水型浊流通常形成一个扇叶体，不同期的洪水型浊流可以形成扇叶体的叠置，也可以使扇叶体撒开，这与当时湖底地形有密切关系。

三、碎屑物质粗细混合比例不同对洪水型浊流的沉积作用有重要影响

实验过程中泥与砂的总比例控制在1:6左右，但是砂岩又有粗砂、中砂、细砂和粉砂之分，不同的砂岩组成对浊流沉积物的分布影响较大。

混合不同比例的粗和细粒砂级颗粒对洪水型浊流的影响具有显著的非线形关系。在粗颗粒的洪水型浊流中加入少量的细粒沉积物，以及在细粒的洪水型浊流中加入少量的粗砂对浊流流动速度有很大影响。实验表明，在粗颗粒洪水型浊流中，加入少量细粒的结果可提高流动速度，这是因为细的颗粒可以长时间减缓和保持着流体的密度。因此，如果在粗颗粒洪水型浊流中混合少量的细颗粒组分，可以使浊流的移动距离显著增加。实验过程中测得细粒的运动速度平均为7.5×10^{-2}cm/s，粗粒的运动速度平均为58×10^{-2}cm/s，粗细颗粒运动速度之比为1:7.7，因此，在洪水型浊流的运动过程中，粗颗粒的头部有时会从浊流主体中分离出来，表现为流体似乎是不连续的。

可以所用绘制的距离与时间比的平面曲线来分析洪水型浊流的变化特征(图5－4)。曲线开始的部分变化急剧，随时间和速度的减小，曲线开始变缓。流体大幅度下降的时期和曲线急剧变陡的范围是相吻合的，在这样的流动下，测量流体的速度是连续的，速度开始大幅度下降符合盒式模型(BP Venture Fund,2001)。曲线的分岔，反映颗粒大小的独立。大的颗粒最终有大的沉积速度，所以富含大的颗粒的悬浮液比富含小的颗粒的悬浮液流体的密度损失要快的多。

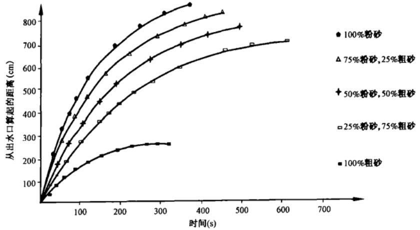


图5－4　不同组分的洪水型浊流搬运距离与时间的关系

100%细粒洪水型浊流和细粒占主导地位并混有少量粗颗粒的洪水型浊流之间存在很小的速度差别。把很小的粗粒碎片放到全为细粒的悬浮液中不会对洪水型浊流的搬运产生大的变化。然而,100%的粗颗粒流体与75%粗粒25%的细粒浊流之间有明显的速度不同。在流动中向粗粒悬浮液中加入少量的细颗粒,会发生实质性的变化。所以,颗粒的大小对流体的运动有非线性的影响。

四、洪水型浊流的泥砂含量决定了其流动行为和沉积结构

实验表明,洪水型浊流与鲍马提出的经典浊流有较大的区别。众所周知,鲍马建立的经典浊流的相模式包括a、b、c、d、e五段,其中a段的递变层理段是浊流沉积的最具代表性的证据(图5-5)。以后Carter(1975)和Gonthier等(1984)的实验室物理模拟表明,形成鲍马所描述的浊流所需的泥砂浓度都比较低,浓度大致在5%左右。而洪水型浊流由于形成于深湖洪泛期,一般泥砂含量均比较高,通常都会大于10%,甚至大于15%,在这样的泥砂条件下,经典浊流的特征不明显,属于经典浊流与高密度浊流的过渡类型。这种差别首先表现在细粒成分比较少,小于粉砂级以下的颗粒较少出现;其次表现在a段的递变层理不明显,多数发育厚层块状砂岩,有时隐约可观察到一些粗粒正递变的特征,这种现象更符合于Lowe所描述的高密度浊流的S_3层段,其搬运沉积过程与高密度浊流中的牵引毯沉积相似,类似与河流中的床砂搬运过程,只是因为“牵引毯”沉积中缺少真正的牵引流形成的砂体,有的只是遍布的线性剪切作用(Middleton,1970);第三表现在层的厚度一般比较大,分选相对较差,由于牵引毯作用,砂岩中还可以出现少量反递变段。

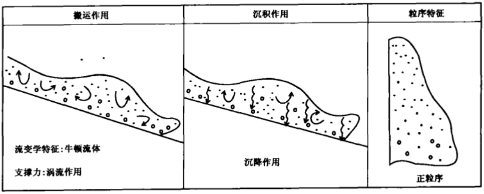


图5-5　洪水型浊流搬运及沉积特征

洪水型浊流搬运过程中泥砂含量比较高,结合碎屑流的模拟实验,我们认为,泥砂含量10%大致是低密度浊流的上限;10%~25%是洪水型浊流和高密度浊流的范围,大于20%或25%则属于砂质碎屑流的范畴。而且洪水型浊流的泥砂含量组成中,必须要有一定数量的泥级颗粒,才能为洪水型浊流搬运过程提供支撑力,否则洪水型浊流有可能演变为颗粒流,因此泥砂含量高低和泥砂颗粒组成对洪水型浊流影响较大。

五、湖底地形对洪水型浊流沉积作用的控制

洪水型浊流进入深湖后，如果湖底地形平坦时，洪水型浊流沉积物平面分布就比较均匀，形成面积比较大的水下扇，一般扇根部位粗而厚，扇缘部位细而薄，平面形态上形成比较典型的朵叶体；当湖底地形不平坦而存在底床小隆起或小凹陷时，洪水型浊流通常具有爬坡的功能，爬坡前能量积蓄较大，爬坡时对斜坡具有一定的刻蚀作用，刻蚀槽往往被后面的砂质沉积物所充填，在洪水型浊流沉积物的底部常常留下突起的砂脊，该砂脊的凸出方向一般与洪水型浊流的流动方向相一致。洪水型浊流爬坡的高度与形成浊流的斜坡带高差和坡度有关，如果斜坡带高差大、坡度陡，洪水型浊流在深湖内就具有较强的爬坡能力，可以越过比较高的陡坎，反之洪水型浊流的爬坡能力就比较小。

当深湖内存在着地形起伏时，洪水型浊流形成的水下扇的平面分布多数情况下不均匀，地形高的地方沉积较薄，地形低洼处沉积较厚，而且容易形成穿过水下扇的新的朵叶体。

六、湖水位与初始流速对洪水型浊流的影响

湖水位的高低，直接影响洪水浊流砂体发育规模的大小。湖水位越高，洪水浊流砂体沉积厚度较大，所形成的平面范围较小，湖区和斜坡区下部是洪水浊流砂体的主要发育部位，砂体的前缘及侧缘坡度比较大；湖水位低，洪水浊流砂体沉积厚度比较小，所形成的平面范围大，湖区是洪水浊流砂体的主要发育部位，砂体的前缘及侧缘坡度较小。

搅拌充分的洪水物质注入静止湖区水体的初始流速越大，在惯性影响下进入湖区的洪水碎屑物质多，洪水浊流砂体形成的规模大，沉积的厚度也大；反之，搅拌充分的洪水物质注入静止湖区水体的初始流速小，在惯性影响下进入湖区的洪水碎屑物质少，洪水浊流砂体形成的规模比较小。

七、洪水浊流砂体形成及发育的水动力机制探讨

搅拌充分的水、砂、泥物质在一定的初始流速条件下注入静止的湖区，因注入的沉积物浓度较高，在惯性力影响下相继发生掺混、喷射，在一定的区带内流速逐渐减小，直至为零，沉积物在重力作用下缓慢沉降，洪水浊流砂体发育的规模与沉积物入湖后的减速带范围有关。减速带纵向距离越长，洪水浊流砂体发育的规模越大；减速带纵向距离越短，洪水浊流砂体发育的规模越小。湖区中的泥质沉积则不受此约束。洪水浊流砂体沉积时间较短，沉积物分选较差，以悬浮搬运为主，属塑性流沉积。伴随沉积物在湖区的注入、喷射、搬运、沉积，湖区中的水体呈紊动状态，并与漩涡、回流及环流相伴生。

八、洪水浊流砂体平面分布特征

图 5 - 6 是六种实验条件下实测的洪水浊流砂体平面展布图，从中可以看出以下变化趋势：

(1)在放水时间、加沙总量、湖水深不变的情况下，洪水浊流砂体发育规模与斜坡长度及斜坡坡度有关。

(2)洪水浊流砂体的展布方向与初始注入湖区水体的方向一致。

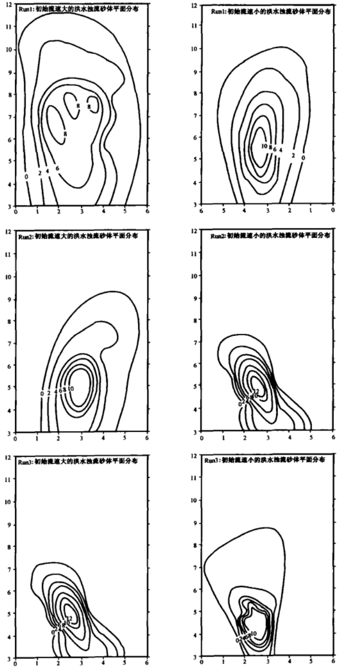


图5－6　洪水浊流砂体平面展布图

(3)斜坡越长,斜坡坡度越缓,洪水流砂体发育的平面规模越大,沉积的厚度越小;斜坡越短,斜坡坡度越陡,洪水流砂体发育的平面规模越小,沉积的厚度越大,易在斜坡带发育洪水浊积砂体透镜体。

第四节　洪水浊流砂体形成及发育的水动力机制探讨

搅拌充分的水、砂、泥物质在一定的初始流速条件下注入静止的湖区,因注入的沉积物浓度较高,在惯性力影响下相继发生掺混、喷射,在一定的区带内流速逐渐减小,直至为零,沉积物在重力作用下缓慢沉降,洪水流砂体发育的规模与沉积物入湖后的减速带范围有关。减速带纵向距离越长,洪水流砂体发育的规模越大;减速带纵向距离越短,洪水流砂体发育的规模越小。湖区中的泥质沉积则不受此约束。洪水流砂体以块体沉积为主,沉积时间较短,沉积物分选较差,以悬浮搬运为主,属塑性流沉积,通过塑性方式搬运。伴随沉积物在湖区的注入、喷射、搬运、沉积,湖区中的水体呈紊动状态,湖区前端及两侧漩涡、回流及环流伴生。

在本次的洪水流的形成及模拟实验研究中,我们得到了以下的结论:

(1)关于洪水浊流砂体形成的坡度和沉积物在剖面上的反映得到了新的看法。传统的看法是洪水浊流砂体的形成坡度很大,而实验表明,坡度在2°~3°即可;在剖面上,沉积岩的沉积序列及厚度等方面与经典鲍马模式存在某些不同点。

(2)在实验的结果中,泥砂的比例的不同得到不同的结论。特别是,在泥及粉沙等细粒中加入少量的粗颗粒对沉积的影响不是很大;在相反的条件下,泥对粗颗粒的影响就较大。

(3)从砂体的分布范围和厚度上看,其主要受洪水浊流的初始速度,坡度以及湖盆的地形情况等因素影响,并且在砂体的厚度在沉积体的中部最厚,从而有助于油藏描述和确定勘探开发的重点。

(4)由于受到尺度、水动力、气候等方面限制,以及缺乏后生沉积作用的改造,所以该实验仍存在不足,有效的方法是加大数值模拟的研究的力度。

第六章　浊流形成及发展的实验模拟

此已明确，浊流属于重力流的一个重要的类型。重力流是由于相邻流体或流体自身各层之间的微小密度差驱动而引起的流动。按照相对密度的具体情况，重力流既可能在环境介质之下也可能在环境介质之上流动，或者分层时在环境介质下面某一高程处流动。更具体地说，浊流则是由于分散的沉积物颗粒引起的密度差驱动引起的流动。

Kuenen 和 Migliorini(1950)开创性的论文力图使地质家们相信，必须将浊流看成是大量的粗粒沉积物从浅水搬运到深水的重要事件。但是，这一假设并没有在地质学家中导致像他们所期望的那样多的实验和理论的研究活动。应当承认，浊流属于与时间有关的、非线性的、非恒定的、非均匀的自由边界流动，而且这种流动进一步被其含有的能在重力作用下沉积的基本颗粒复杂化。Luthi(1981a,b)的实验为浊流流动和被浊流搬运的沉积物提供了一些有价值的见解。但是，若与已知的任一天然的情况相对比，就会发现这些结果具有明显的局限性，即它们过分依赖无实验支持的假设。

在理论方面，Bagnold(1986)强调了这样一种想法，即浊流可能直接地从分散在浊流里的部分或整个沉积物中获取浊流的能量，也就是说，浊流是自动悬浮的。Middleton(1986c)和 Southard 与 Mackintosh(1987)怀疑这一概念，他们认为，模拟浊流的关键是“如何将沉积物—自由重力流的特性与对沉积物的合适处置结合起来。”

第一节　关于浊流沉积的基本理论

一、控制浊流的基本方程

近来研究表明，一个稳定的浊流沿倾斜坡底的流动与水力学上的倾斜羽状流流态相对应，但有一个值得注意因素，即颗粒的沉降趋势。因此，浊流的基本控制方程是：① 连续性方程；② 扩散方程；③ 动量方程。可以证明浊流的连续性方程和扩散方程都可由动量方程导出，因此，浊流的动量方程是基本的。动量方程可表达为：

动量变化 = 重力 - 颗粒的沉降力 - 底床摩擦力

上述表达式忽略了由深度变化所产生的层面上的压力。应用图 6 - 1 中所标明的符号及其物理意义，则浊流的动量方程式可表述为：

$$\rho_2 \frac{\mathrm{d}(v^2 D)}{\mathrm{d}x} = S \cdot \Delta\rho \cdot gD\left(\sin\beta - \frac{v_g}{\bar{u}} \cdot \cos\beta\right) - c_f \cdot p_2 v^2 \qquad (6-1)$$

式中　$\bar{u}$——平均速度；

D——流动着的浊流的层厚；

$\Delta\rho$——底流与周围流体之间的密度差，$\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$；

g——重力加速度；

v_g——颗粒沉降速度；

c_f——摩擦系数；

S——流体中密度不均匀分布的修正系数，由于在计算流体平均密度差 $\Delta\rho$ 时，也能作此修正，故在下文中假定 S 包含在 $\Delta\rho$ 中。

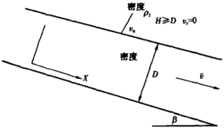


图 6－1　周围流体为无限深环境中的底流略图

D—流体厚度；H—水深；$\bar{v}$—底流平均流速；v_r—回流速度；

v_e—周围水体进入到底流中的平均速度；β—坡角

为了简化方程式(6－1)，假定底流的流速不随距离变化(均匀流)，对此，在低坡度上(谢才方程)和高坡度上(量纲分析)已有充分的证明。引进理查逊数 Ri，可进一步简化该方程，Ri 定义为：

$$Ri = \frac{\Delta\rho/\rho \cdot gD\cos\beta}{v^2} \tag{6-2}$$

Ri 与 Middleton(1966b)或 Kersey 和 Hsu(1976)曾使用的福劳德数 Fr 的倒数的平方相对应。那么，可以将式(6－1)重写成：

$$\frac{\mathrm{d}D}{\mathrm{d}x} = Ri(\tan\beta - \frac{v_g}{v}) - c_f \tag{6-3}$$

这样，动量变化基本上是流体深度的变化，因而当周围水体掺和到底流中时，可以认为是通过流体界面以平均速度 v_e(图 6－1)进行。底流流量 $Q = v \cdot D$ 随距离的变化为：

$$\frac{\mathrm{d}D}{\mathrm{d}x} = \frac{\mathrm{d}(vD)}{\mathrm{d}x} = E \cdot v = v_e \tag{6-4}$$

这里引出了卷吸速率 $E = v_e/v$，式(6－4)是一个连续方程，现假定 u 不随距离变化，式(6－4)化为 $E = \mathrm{d}D/\mathrm{d}x$，则动量方程式简化为：

$$E + c_f = Ri(\tan\beta - \frac{v_g}{v}) \tag{6-5}$$

式(6－5)中全由无量纲数组成，它是浊流运动的主要控制方程—动量方程的一般形式。

二、动量方程的特殊形式

下面将证明许多描述浊流流动的公式是通用动量方程(6-4)的特殊形式。

1. 修正的谢才方程

这是在坡度较小的明渠水力学中被各种浊流理论用于分层流的一个公式。它指作用于稳定浊流上的使流体加速的重力分量等于反向的摩擦阻力，因此，导致均匀流的形成。应用图6-1中的符号它可写为：

$$\Delta \rho g D \sin\beta = c_f^* \cdot \rho_2 v^2 \tag{6-6}$$

式(6-6)中 c_f^* 为综合摩擦系数，它考虑了底部摩擦和两种流体界面的摩擦。引入式(6-2)定义的理查逊数，得到：

$$Ri \cdot \tan\beta = c_f^* \tag{6-7}$$

如果忽略颗粒的沉降，则式(6-5)与此式相当。在式(6-5)中，与周围流体的混和表达为卷吸速率 E，可看作为隐含于 c_f^* 中作为界面处的摩擦力。

可是，随着发生浊流坡角的增加，底部的摩擦同分界面处的摩擦影响相比似乎变得相对不那么重要了。Middletion(1986c)曾注意到在盐水实验中，界面摩擦力与底部摩擦力的比值：从0.14°斜坡上的0.25°增至23°斜坡上的1.0，说明流体界面间的摩擦力变得越来越大。本文中假定这一增值是由于随着坡度增大界面处的紊流卷吸作用增强所致，而不单纯是由界面处的表面摩擦引起。当使用常规摩擦系数时，谢才方程只应该适用于流体卷吸作用可忽略不计的极低度斜坡上的浊流。

2. 紊流卷吸为主的流体

Turner(1983)提出，在较陡的均匀斜坡上，倾斜的羽状流或底流的流动由 $Ri \cdot \tan\beta = E$ 来描述。此式也是式(6-5)的特殊形式，它是式(6-5)中忽略了底部摩擦力和颗粒的沉降的结果。Turner(1983)同时指出，在12°至90°之间的斜坡上所进行的实验中，式(6-5)和 $Ri \cdot \tan\beta = E$ 的描述结果是一致的。

3. 适用于自悬浮作用的巴格诺尔德准则

自悬浮作用这个概念由Bagnold(1986)就浊流沉积而提出，该准则认为浊流保持完全悬浮所需的功率应大于或等于重力的有效功率减去由颗粒沉降耗损的功率，再减去由底部摩擦耗损的功率。依据图1中各种符号的物理意义，巴格诺尔德公式可表达为：

$$Ri \cdot \tan\beta - \frac{v_g}{v} \geq c_f \tag{6-8}$$

显然，此式是无卷吸项的式(6-5)。

自悬浮作用的概念已在沉积学界中引起意见分歧，一方面，“自悬浮作用”这一术语已进入沉积学词汇中，另一方面，注意到该准则从未得到实验验证。作为反对者之一的Mlddleton(1986b)认为它是建立在“非常值得怀疑的假设”基础上，他还指责Bagnold忽视了“上界面的阻力和沉积物的分选与浓度的影响”。但现已表明该准则对自悬浮作用来说是一个不完全的动量等式，即正好用公式表达为一个不等式。

4. 量纲分析表达式

量纲分析是一种评估未知变量之间的函数关系的方法。在物理模型实验中经常用到，Middleton 用量纲分析方法评价陡斜坡上浊流的特征，他将浊流分为两种类型，即底流型浊流和涌流型浊流。

（1）底流。假定一定体积的密度层的移动距离是时间 t 和浮力质量流量 $A=(\Delta\rho/\rho)g\cdot Q$（式中 Q 为两维上的流量）或 $x=f(t,A)$ 的函数，这里忽略了底部摩擦力、颗粒的沉降和坡度变化。根据 π 定理，x 的无量纲形式是 $n-K$ 个无量纲数的函数，这里 n 为方程右侧变量的个数，K 为维数上独立的变量个数。当 n 和 K 均为 2 时，它服从下式：

$$\frac{x}{A^{1/3}t}=f(0)=\text{常数} \tag{6-9}$$

如果不存在沉积作用或浮力质量流量随时间变化为常数，且借助 $v=\mathrm{d}x/\mathrm{d}t$，则 $v=$ 常数，或浊流的流动是均匀的。用函数 $D=f(t,A)$ 进行类似推理，得出 $D\sim t$ 或 $D\sim x$，这表明流体厚度随距离成比例增加，密度自然同流体厚度成反比，从而 $\Delta\rho\sim 1/x$。用图 6－1 中所给出的符号及意义，则完整的函数关系式表述为：

$$x=f\left(D,v,\frac{\Delta\rho}{\rho},g,v_g,c_f,\beta\right) \tag{6-10}$$

式中 A 被省略，因为 $A=(\Delta\rho/\rho)g\cdot D\cdot v$，$A$ 中所有参数均已分别列出，由于 $n=6$ 和 $K=2$，从而导出四个无量纲数的函数应等于一个 x 的无量纲表达式。这个必要条件由动量方程式（6－5）满足。

（2）涌流型浊流。可假定一定体积的沉积物 B 立刻变为悬浮状态，这里 $B=(\Delta\rho/\rho)g\cdot V$（$V$ 为两维上的体积）。同上述步骤一样得出：

$$x=f(t,B)$$

$$\frac{x^3}{t^2B}=f(0)=\text{常数} \tag{6-11}$$

如果不存在沉积作用（B 为常数），则：

$$v=\frac{\mathrm{d}x}{\mathrm{d}t}\sim t^{-1/3}\sim x^{-1/2} \tag{6-12}$$

此式表明流速不是常数，而是随距离增大而减小，从流体厚度、体积和密度方面评估这个函数关系得出 $D\sim x$，$V\sim x^2$，$\Delta\rho\sim x^{-2}$。同样，底部摩擦、颗粒的沉降和坡度变化均被忽略不计。如果考虑这些因素，像分析底流那样的类似步骤，可得出动量方程式（6－5）作为函数解的必要条件。

Middleton（1986a）还通过检验稳定的均匀浊流的模型律，得到如下函数关系：

$$f(Fr,\beta,c_f,\alpha,v_g/v,\sigma)=0 \tag{6-13}$$

式中 α 是摩擦系数 c_f 中对应于流体界面处的那部分，σ 为分选系数。

通过比较表明，式(6－13)解的必要条件基本上由动量方程(6－5)满足。福劳德数 Fr 是以理查逊数 Ri 的形式出现的；用来解释界面影响的 α 在低角度斜坡上（此处流体卷吸作用可忽略不计）包含在摩擦系数 c_f 中，而在大角度斜坡上（此处流体卷吸可能占主要）则包含在卷吸速率 E 中。式(6－5)中不含分选系数 σ，因为已经假定悬浮沉积物的分选不是控制浊流流动的主要因素，尽管它对沉积作用可能产生重要影响。

第二节　涌流型浊流

一、涌流型浊流的基本特征

除连续补给的底流型浊流外，另一种类型的浊流 Middleton(1988)将其命名为所谓涌流型浊流。涌流型浊流至少对深海碎屑搬运与沉积来说是重要的，Grand Banks 事件就是一个众所周知的实例。涌流型浊流以滑塌过程为特征，在这一过程中，沉积物变成悬浮状态，且形成一个混浊的前部向坡下运动。因为滑塌过程发生在一个相当短的时段之中，沉积物的补给很快停止，流体消逝。

实际上，涌流型浊流可分成速度和流动能力逐渐降低的三部分：即头部、主体部分和尾部，图 6－2a 是这种状态的示意图。可是，对于一个简化了的物理模型来说，假定沉积物立刻变成悬浮状态且呈悬浮云向坡下运动似乎更合适（图 6－2b）。如果把这种“单纯的头部”浊流同传统浊流的前部（图 6－2c）作对比分析，不难发现，这种单纯头部型浊流的悬浮云与底流型浊流（图 6－2d）的主要差异在于运动的浊流前部和涌流型浊流是不稳定的。由量纲分析可进一步表明，涌流型浊流是非均匀流，至少在陡斜坡上是这样。

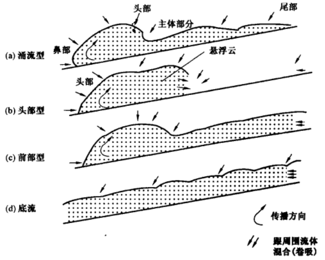


图 6－2　已知的各种浊流示意图

二、涌流型浊流的动量方程

由于涌流型浊流与传统的底流型浊流的不同特点，因此对涌流型浊流动量方程的推导来说，就必须从总体上考虑混浊云，而不是像在底流条件下仅仅考虑控制体积。作用在悬浮云体积上的主要作用力与式(6－1)相同，从动量的变化可以得到：

$$\rho_2 \frac{\mathrm{d}(v^2 \mathrm{d}DL)}{\mathrm{d}x} \tag{6-14}$$

这里 L 为长度，认为其与混浊云的高度成正比。假定与混浊云的高度(或长度)的变化相比，其速度变化较小，则动量变化简化为：

$$\rho_2 v^2 \cdot L \cdot 2\frac{\mathrm{d}D}{\mathrm{d}x} \tag{6-15}$$

再将理查逊数 Ri 代入到动量方程(6－15)中，则表述为：

$$2\frac{\mathrm{d}D}{\mathrm{d}x} = Ri(\tan\beta - v_g/v) = c_f \tag{6-16}$$

式(6－16)即是涌流型浊流的动量方程，与底流相反，动量方程式(6－16)中没有包含卷吸速率 E，因为此项的加入不会导致方程进一步的简化。

涌流型浊流的动量方程(6－16)与底流型浊流所对应的方程(6－5)比较表明：它们之间的差异在于动量变化，这种变化主要来源于周围水体的掺和。涌流型浊流不但通过它的顶面把周围水体卷入，而且还通过它的前部卷吸水体，这就要用 $2\mathrm{d}D/\mathrm{d}x$，而不是 $\mathrm{d}D/\mathrm{d}x$。但必须注意，涌流型浊流不但通过增加体积来改变其动量，而且还通过降低流速来改变动量，即使在均匀斜坡上也是这样。

第三节　涌流型浊流的初步实验

一、实验目的及方法

开展涌流型浊流的模拟实验其目的有两个：(1)研究涌流型浊流的动力学机制；(2)将涌流型浊流同传统浊流的头部相比较。为了上述两个目的，实验过程中测量了流体的高度、速度和密度。但是应当承认，该实验仅仅是初步的，实验结果及认识是粗浅的，而且由于流动精华的悬浮云水体相当混浊，尽管拍摄了许多照片并有录相资料，但都十分模糊。

模拟实验是在实验装置内进行。在装置的上端有一个闸门在开始流动前将悬浮液和水池中的淡水分隔开。所用的沉积物为粉砂和泥组成的混合物，其平均等效直径为 12.5μm，平均有效沉降速度约 14×10^{-3}cm/s。这样 v_g/v 的比值就小到可忽略不计，即使在极低角度的斜坡上也不会出现明显的沉积作用。初始的悬浮液密度变化范围为 1.07～1.18g/cm³，体积浓度为 23%，随着密度变大其粘度值则迅速上升。

共进行了两种类型实验来模拟浊流的形成过程：(1)纯涌流型浊流，即以少量悬浮液快速进入淡水池，十分钟后关闭悬浮液入口，切断悬浮液来源，在该过程中形成图6-2中的b型浊流，但a型浊流更常见；(2)底流型浊流的前部，大量的悬浮液连续进入淡水池，2小时后关闭悬浮液入口，切断悬浮液来源，在该过程中形成了图6-2中的c型浊流，随之变为d型。

将实验结果用与时间同步的电动Nikon照相机以5秒钟的间隔拍摄下来，并对实验全过程进行录相。流体前部的传播和水流搅动高度可直接从底片中确定。流体的密度用分层吸管式采样装置在流体内的几个不同高度抽提少量悬浮液来测定。

二、实验观察与解释

实验观察发现，涌流型浊流在其搬运过程中具有图6-3所示的一般形状和运动。流动的头部悬伸的，在横向上形成近于周期性出现的船艄形的凸起和凹隙，这种结构表明了浊流在其发生的环境介质中的粘滞性质，特别是记录了重力失稳特征，这种失稳就发生在密度小的介质被密度大的浊流取代的地方。凹隙部分携带一股窄小的环境介质流又返回浊流头部，这样使得少量的混合物进入浊流。与船艄形凸起和凹隙相联系的边界剪切应力在横向上也应是变化的。剪切应力在横向的这种变化可以解释浊流的纵向下伏层面的某些标记(槽模等)。由于与周围介质混合，涌流型浊流主体的流体比头部大约要快25%，所以在与周围介质混合的过程中浊流是逐渐消耗自己的。事实上，无论在水平的在还是在倾斜底床上，头部的混合和失稳是确定整个浊流运动的关键。

实验过程发现，涌流型浊流的搬运动力有两个：其一是部分沉积物可能有助于自动悬浮；其二是沉积物在搬运中可能完全由浊流中的流体作用力的支托。涌流型浊流发生沉积的最主要动力重力大于支撑力，于是携带的泥砂就不断地沉积下来。

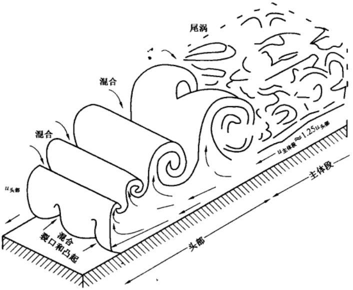


图6-3　实验过程形成的涌流型浊流结构示意图

三、检测参数

1. *流体厚度*

在坡度为0°、5°、10°三次不同的实验中，以流体前部最大高度度量的流体厚度随距离变化如图6－4所示。初始流体厚度约是初始水深 H_0 的0.32倍。在水平底床上，流体厚度随距离基本不发生变化；但在斜坡上，它随距离增加而迅速增加。在相同斜坡上，涌流型浊流和底流型浊流的前部之间没有太大差异。本实验结果与S. Llothi（1981）发表的结果基本吻合（图6－5），图6－4和图6－5相比，显然本实验的原始坡度较大，流体厚度随距离增加更快，表现为图6－4中直线的斜率更陡。流体厚度随距离的增加 dD/dx 作为坡角的函数标在图6－6中。从图6－6中看出，曲线4基本接近于S. Luthi（1981）用白垩粉所做的高角度涌流型曲线1和Hopfinger和Tochon－Danguy（1977）用盐水实验得出的高角度涌流型曲线2。可是，底流型浊流的流体厚度随距离的增加则小得多，这可从曲线3中看出。

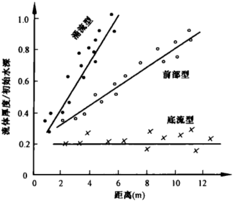


图6－4　浊流流体厚度与搬运距离的关系

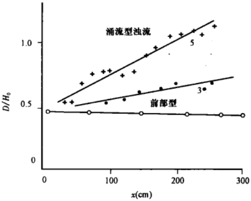


图6－5　流体厚度 D（与初始水深相关）随距离的变化图

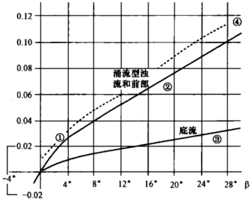


图6－6　底流和涌流型浊流在较大的底部倾角 β 范围内，流体厚度随距离 dD/dx 的增加而增加

曲线1：Luthi白垩粉浊流实验；曲线2：Hopfinger和Tochon－Danuy（1977）的盐水实验；
曲线3：Ellison和Turner（1959）的盐水实验；曲线4：本文用粉砂＋泥的浊流实验

2. 速度

当浊流前部扩散时所测量的流速与距离之间呈现正比关系，但并非线性的（图 6－7）。速度对倾角的依赖性相当大，同时也与流体密度有密切关系。速度变化范围为从最稀流体的约 10cm/s 至最稠流体的约 80cm/s。

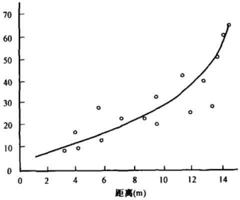


图 6－7　浊流流速随距离变化的关系曲线

3. 密度

实验过程中密度曲线的形状如图 6－8 所示，它们是在流体前部通过时，由取样器取样测得的。图 6－8 表明，在坡角为 0°时，沉积物几乎均匀地分布在整个流动高度，密度变化仅在低浓度时是规则曲线，而且随高度而略有减小（图 6－8a）。在 5°时，可见到一明显梯度，这是由于同周围流体的混合（图 6－8b）所致。图 6－8c 很好地说明了在高角度时涌流型浊流具有的很强的被稀释的趋势。图 6－8c 是倾角从 0.5°至 4°的一系列实验的无量纲密度表示。

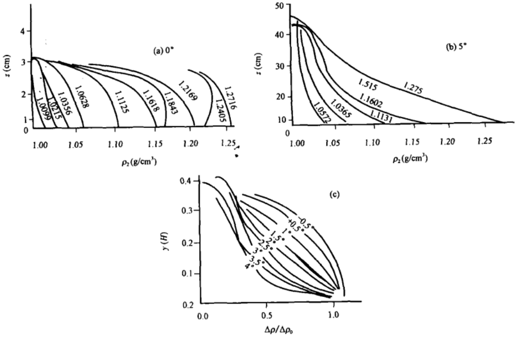


图 6－8　涌流型浊流的密度分布图

均在距闸门 8m 处测量，z 为高度，ρ_2 为密度。（a）水平底板，水深 50cm，曲线附近的数字表示初始密度；（b）5°，水深 75.1cm，虚线为将稀释与像泥石流流动那样的非常粘稠的泥浆分隔开的线。通常密度向界面处急剧减小，曲线附近的数字表示初始密度；（c）垂向无量纲密度分布。初始密度差 $\Delta\rho_0 = 0.11 g/cm^3$，测量位置距闸门 8m。所有的流动中，流体厚度约为水深 H 的 0.32 倍

四、理查逊数

理查逊数的计算需运用涌流型浊流前部高度、前部速度和从密度分布图中计算出的平均密度。图6-9表明的 Ri 是对应于初始密度 $0.11 g/cm^3$ 的流动。它是坡度的函数。前部和涌流型浊流两者均显示 Ri 值有随坡度增加而减小的趋势，Ri 值从水平底板上的约1.5°变化至5°斜坡上的0.75。通常，前部型浊流的 Ri 值似乎比涌流型的 Ri 值稍大。而且随着坡度的增加，Ri 值下降更快。

总之，通过实验和前人的研究，可以认为，涌流型浊流和前部型浊流的头部 Ri 值趋向于稳定在1附近，对底流型来说，Ri 值可能变化更大。Eilison 和 Turner(1959)报道过 Ri 值低至0.03，Lofguist(1960)在低角度斜坡上获得的 Ri 值几乎达到10。Hand(1974)发现在大于0.06°斜坡上 $Ri<1$。

五、动量方程式的检验

$Ri \cdot \tan\beta$ 关于 $2dD/dx$ 关系图表明，动量方程式(6-17)同前部型和涌流型浊流实验二者都吻合得相当好(图6-10)。应用线性回归，可得到下列线性方程：

$$2dD/dx = 0.95Ri \cdot \tan\beta - 0.0050 \quad (6-17)$$

此式指出了一个较合理的摩擦系数 $c_f = 0.0050$。

虽然有相当大的离散，但与理论上的 $Ri \cdot \tan\beta = 2dD/dx + c_f$ 非常接近(图6-10中虚线)，$c_f = 0.0050$。在涌流型流动(圆点)和前部型流动(十字)之间无系统误差。

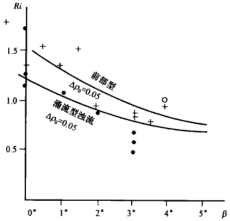


图6-9 涌流型(圆点)和前部型(十字)浊流实验中理查逊数 Ri 作为坡角 β 的函数关系图

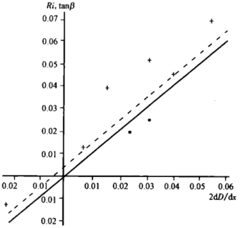


图6-10 动量方程式的检验

第四节　讨　　论

理论上表明，许多用于描述浊流流动的方程都是动量方程的特殊形式，方程式中动量变化主要以流体厚度变化的形式出现，由于有水体掺入，浊流增加了动量。

流体的稀释是流体卷吸作用的直接函数，它随坡度变陡而增大。在相同坡度上，底流型的稀释小于涌流型浊流，因为后者不仅通过上界面卷吸水，而且还通过它的前部和后部边缘卷吸水。传统浊流的前部似乎与涌流型浊流非常相似，在非常低的斜坡上，两者均表现出随高度增大而密度明显减小的趋势。因此，可以认为在流体的顶部有一个稀释带，在此带中，细颗粒沉积物可能占优势。所以，浊流中的泥质沉积（鲍马层序中的 E 层）不一定是由浊流尾部形成的，也可以解释为卷吸过程引起原有沉积物的分异作用。靠近流体底部，密度明显增加，甚至可能存在一个推移质流动的薄层。这样一个带可以解释出现于浊流沉积鲍马层序底部的递变段 A 的成因，这个段不是像上覆的 B—E 段那样直接从悬浮液中沉降形成的。

第七章　洪水浊积砂体沉积数值模拟研究

第一节　砂体形成过程数值模拟的基本特点

沉积模拟模型可以分成两种：物理模型，例如水槽或湖盆实验装置，它们是实际物理过程的比例模型；数学模型，它们的联系用公式和逻辑换算表达，通常以计算机程序形式表达。

碎屑岩数值模拟模型可分为静态模型和动态模型两种（于兴河，李剑锋，1996）。虽然数值模拟模型已经在很多领域被广泛应用并被大量的实际资料所验证，但是在沉积过程的模拟领域则相对处于初级阶段，国内还无人开展此方面的研究。

如果描述到沉积过程的变化，那么时间也被暗示描述。时间和运动是相互依赖、缺一不可的（Harbaugh 和 Bonham - Carter，1970）。自然界的沉积过程至少存在四维：z、y、z 和时间 t。空间的变化可以以离散的形式定义，用砂体单元或空间网格点表示。例如沉积相的变化、砂泥比、裂缝、粘土含量能在三维网格点上被近似的评价。如果模型是动态的，代表第四维的时间可以描述三维网格的连续性，每一个沉积过程被特定的时间增量分开。

动态模型对于沉积过程是重要的，可以再现发生在过去地质时期的沉积事件。例如古代浊积砂体砂体的形成可以用动态模型描述，包括浊积砂体沉积过程、水动力循环样式、泥砂注入率等都可根据数值计算的需要进行调整。

关于物理模拟前文已经叙述，此处不再重复。本章所研究的数值模拟概括起来具有如下特点。

一、控制模拟

即使可以提供一个巨大的实验室，物理模拟实验可以同等比例进行，但是在试图再造沉积盆地过去的细节方面仍然受到局限，因为盆地到底是在什么样的条件下形成的目前并不完全知道，要想精确地再造一个沉积盆地的沉积过程需要知道它的先前地貌的详细信息，包括河流注入的位置、流速和流量、携带沉积物的组成等，还需要知道盆地构造演化的细节，然而上述指标目前是不可能知道的。但是，可以通过执行重复的模拟实验并对比现实盆地保存的特征，建立过去的沉积和构造环境（Colby，1964）。当然，在模拟实验中不同的沉积过程假设可能产生相似的结果，但是可以优选控制实验的参数，这样可以选择出在现实中所包含的最合理的假定，并认为这些条件是形成现在砂体特征的确定性参数。

二、不可反演性和时间单向性

可以肯定地认为，此处所开展的砂体沉积过程的数值模拟是不可以反过程进行的，数学模拟的可逆是非常困难的（Harlow，1964），而且包含许多不可能因素。再者，在地质上沉积过程

从来就是不可逆的。

然而，控制物理现象可以反向操作是真实的。例如无摩擦的单一流体单元实验是可以反演的，流体单元准确地沿着其路线返回到它的原始地点。但是假设摩擦存在的话，模型仍然可能反向进行，却增加了流体单元沿原路线返回的难度。随着时间的推移，信息进一步丢失，最后不可能反向建立模型。在这种情况下我们只能单向（向前的方向）建立模型，“时间单向性”限制模型的建立必须向前进行，时间单向性亦表示过去信息的逐步丢失。

原始状态的不确定性是无规律可循的，虽然我们可以从不同的原始假没追寻以后的情况，可以从不同的原始假设得出看似有道理的结果，但是，即使反向一个简单的沉积过程的模型都是不可能的，模型的建立使我们能够接近合理的原始假设。然而，过程模型的一个主要目的是随着时间的向前推移不断进行实验时，能够从不同的假设推理出它后来的情况，也就是研究其演变规律。

三、边界条件

因为我们不能模拟整个大的自然系统，所以模拟计算开始需要拟定边界。边界条件的建立也是控制参数的一部分。在地质模拟中，如果我们描述整个地球，我们可以避免边界。但是整个地球太大，以至模拟模型不可能描述出来。整个沉积盆地也太大，因为它仍然是一个大系统，因此必须用边界把它分开，尽可能给出合理的地质边界。物理模型也要结合模拟系统是怎样从环境中孤立出来进行假设，然而无论是物理的还是数学的，没定边界都是客观的。

数值模拟过程中，允许自由流体注入或排出，但侵蚀和沉积则由边界限定，大部分的瞬时边界限制在一个狭小的范围内（McClay et al. ,1981）。然而，边界条件可能影响模拟的整个区域。例如，“沉积平衡”可能与一个区域的模拟模型相联系，因此在一个时间段内流入系统的沉积量与带走量相等。如果向外扩张边界以扩大模拟面积，会继续形成沉积。但是，一旦再次建立平衡。它们总的厚度和其他特征可能会与原先不同。数值模拟时把流体注入和沉积在许多已确定的点表示为“源”，它们通常固定住模拟区域边缘附近。这些注入物也是边界条件，它们被表示为从“外界”输入的“外源”。在源头时注入物可能不服从流体平衡条件，开始时流体、坡降和沉积物不存在平衡，而存在不合实际的正地貌或区域性的起伏，只有在流体通过一定距离后沉积才能达到符合现实的平衡。

四、尊重现实的合理简化

砂体形成过程动态模拟模型异常复杂，数值计算时需要进行简化，但必须注意，对现实条件进行理想性简化不能导致不正当的、不合实际的现象出现。例如，在剖面模型中，河流的注入过程简化为“源”，即便是在平面二维模型中，用平均过程流量线代表实际的流量过程等，不是一种合理简化。当用简化模型去推理计算时，会降低与现实的可比性。

沉积过程数值模拟时，在描述沉积与搬运的平衡时应用一个简化。如果我们用不同的平衡表示不同的水流条件，可能得到更多的符合现实的结果，但令人遗憾的是难以设计出确定的适合所有条件的搬运平衡，用时间增量切割沉积过程、用网格划分沉积区域空间也是一种简化。当然应用不连续的单元和不连续的时间阶段时，可能失去了某些信息。但是，这样可以及

时降低计算量，避免在寻找最适用方法时过分复杂。

五、计算能力

沉积过程数值模拟方法被计算能力和计算时间所限制，大部分实验模拟(剖面二维)至少涉及大约10000流体单元，应该说这是一个非常小的数字，考虑到了任何实际流体。流体单元的数量实际上是无限的，而且剖面二维描述的实验模拟用平行网格表示地貌，用最多100、800层(每层0.2m)的三维模型描述沉积情况，这些网格相对是粗略的，应用了很少的流体单元。然而计算往往不是被计算机内存所限制，而是网格点数目和流体单元的数量受重度的控制。

困难主要来自计算速度。用本文提供的数值模拟软件模拟1000年的浊积砂体沉积(按每100年显示一次)，大约运行14~18h或更长的时间。计算时间是一个主要考虑的因素，部分个人计算机拥有足够的内存去运行类似这样的实验，但是计算速度太慢以至需要几天的时间。

第二节　砂体形成过程的数学模型及解法

一、数学模型的基本控制方程

为了获得碎屑沉积体在平面上的展布形态，目前数值模拟多采用平面二维泥砂运动数学模型(Hockney 和 Eastwood,1981)。常用数值方法求解方程组，就可得到水流和泥砂各运动要素沿水深的平均值和河宽程与沿河湖宽度两个方向的变化情况。对于不可压缩流体，这一模型主要由水流连续性方程、水流运动方程、泥砂连续性方程和河床变形方程组成(李义天，谢鉴衡，1986)。

水流连续性方程和水流运动方程：

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} = -\left[\frac{\partial(hu_x)}{\partial x} + \frac{\partial(hu_y)}{\partial y}\right]$$

$$\frac{\partial u_x}{\partial t} + u_x\frac{\partial u_x}{\partial x} + u_y\frac{\partial u_x}{\partial y} + g\frac{\partial H}{\partial x} + g\frac{u_x\sqrt{u_x^2 + u_y^2}}{c^2 h} = v_t\left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2}\right) \qquad (7-1)$$

$$\frac{\partial u_y}{\partial t} + u_x\frac{\partial u_y}{\partial x} + u_y\frac{\partial u_y}{\partial y} + g\frac{\partial H}{\partial x} + g\frac{u_y\sqrt{u_x^2 + u_y^2}}{c^2 h} = v_t\left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2}\right)$$

泥砂连续性方程：

$$\frac{\partial s_k}{\partial t} + u_x\frac{\partial s_k}{\partial x} + u_y\frac{\partial s_k}{\partial y} - \varepsilon\left(\frac{\partial^2 s_k}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 s_k}{\partial y^2}\right) = \frac{\alpha\omega}{h}(s_k - s_k^*) \qquad (7-2)$$

河床变形方程由悬移质河床变形方程、推移质河床变形方程和总河床变形方程组成。

悬移质河床变形方程：

$$\rho' \frac{\partial z_{0bk}}{\partial t} = \alpha\omega(s_k - s_k^*) \quad (7-3)$$

推移质河床变形方程：

$$\rho' \frac{\partial z_{0bk}}{\partial t} + \rho \frac{\partial g_{bxk}}{\partial x} + \frac{\partial g_{bxk}}{\partial y} = 0 \quad (7-4)$$

河床总变形方程：

$$\frac{\partial z_0}{\partial t} = \sum_{k=1}^{N_s} \frac{\partial z_{0sk}}{\partial t} + \sum_{k=1}^{N_b} \frac{\partial z_{0bk}}{\partial y} \quad (7-5)$$

式中 H——水位；

z_0——河底高度；

h——水深，$h = H - z_0$；

g——重力加速度；

t——时间变量；

u_x, u_y——分别为 z 和 y 两个方向水流垂线平均流速分量；

c——谢才系数，$c = \frac{1}{n}h^{\frac{1}{6}}$；

n——糙率系数；

s_k, s_k^*——第 k 组分泥砂垂线平均含砂量和挟砂力；

α——恢复饱和系数；

ω_k——第 k 组分泥砂的沉速；

g_{bxk}, g_{byk}——分别为第 k 组分泥砂在 z 和 y 方向上的推移质输砂率；

ρ'——泥砂干密度；

v_t——紊动粘性系数；

ε——泥砂扩散系数。

上述由 $(4+k)$ 个方程组成的方程组正好求解水位 H（或水深 h、浑水流速 u_x, u_y。组分的含砂率 s_k 和床底高程 z_0 $(4+k)$ 个未知数，方程组是封闭的。

选定紊动粘性系数 v_t、泥砂扩散系数 ε、谢才系数 c、糙率 n 和水流挟砂力的值或合适的计算式后，即可针对具体的来水条件、来砂条件、边界条件和初始条件进行数值模拟计算。

二、数学模型的分类

砂体沉积过程数学模型若按照所模拟泥砂的运动状态进行分类，可分为仅模拟悬移质颗粒运动的悬移质模型，仅模拟推移质颗粒运动的推移质模型及同时模拟悬移质颗粒与推移质颗粒运动的全砂模型。

按照计算含砂量所选用的方程式分类，运用式(7－1)至式(7－4)进行河床变形计算称为悬移质饱和输砂模型，运用式(7－1)至式(7－4)及式(7－5)进行河床变形计算的称为非饱和输砂模型(或不平衡输砂模型)。非饱和输砂模型通常仅限于模拟悬移质颗粒运动，这是因为

推移质颗粒运动达到饱和输砂状态速度较快，可采用饱和输砂方程计算，分别称为全砂饱和输砂模型及全砂非饱和输砂模型（石广仁等，1997）。

此外，按照各类模型所采用的计算方法的组合也可分为不同类型的模型。一维数学模型的计算方法可分为两大类：一类是将水流和泥砂方程直接联立求解；另一类是先解水流方程求出有关水力要素后，再解泥砂方程，推求沉积过程冲淤变化。如此交替进行，前者称为耦合解，适应于变化比较急剧的情况；后者称为非耦合解，适用于变化比较缓和的情况。另外，根据边界的水流、泥砂条件是属于非恒定流情况或恒定流情况，或即使属于非恒定流，但有可能概化为恒定流情况，上述两大类还可各自分为非恒定流解和恒定流解两个亚类。

因此碎屑砂体沉积过程的数学模型大致可分为：① 耦合解恒定饱和输砂模型；② 耦合解恒定非饱和输砂模型；③ 非耦合解恒定饱和输砂模型；④ 非耦合解恒定非饱和输砂模型；⑤ 耦合解非恒定饱和输砂模型。

一般碎屑砂体形成过程的数学模型为计算方便，多采用非耦合的恒定流解。下面介绍碎屑砂体形成过程中常用的非耦合解恒定饱和输砂模型及非耦合解恒定非饱和输砂模型。

三、非耦合解恒定饱和输砂模型

这种模型是应用较为普遍的一种模型，其采用基本方程是按照非耦合解恒定饱和输砂模型的定义，再补充一些假定条件由式(7－1)至式(7－5)化简得到的。

1. 基本方程

这种模型的主要假定条件是：

(1)非恒定流作恒定流处理。这种作法在洪峰比较平缓的条件下是允许的。具体作法是，将进口断面的实际流量过程线改为若干个不同流量级组成的梯级过程线进行计算，对于每一个梯级来说，流量为常数，水流为恒定流。

(2)假定在河床发生冲淤过程中，每一个短时间内河床变形对水流条件影响不大，这样就可采用非耦合解法进行计算，对于这一点，在具体计算中设法尽可能地逼近，即只要限制每个计算时段内冲淤量变化不太大即可（Cheng，1983）。

(3)不考虑水体中含砂量因时变化。由于含砂量、水深因时变化引起的水体中的砂量变化不大，一般不会引入较大的误差。

按照上述条件化简式(7－1)至式(7－5)得：

$$Q = BhU \tag{7-6}$$

$$\frac{\partial Y}{\partial x} + \frac{1}{2g}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q^2}{A^2}\right) + \frac{n^2Q^2}{B^2h^{10/3}} = 0 \tag{7-7}$$

$$\frac{\partial G}{\partial x} + \rho' B\frac{\partial Y_0}{\partial t} = 0 \tag{7-8}$$

$$S^* = s^*(U,h,w\cdots) \tag{7-9}$$

$$G_b = g_b(U,h,d\cdots) \tag{7-10}$$

式中　Q——流量；

A——水面积；

n——曼宁系数；

$c=\frac{1}{n}h^{\frac{1}{6}}$，在宽浅河道中，一般可用水深近似地代替水力半径 R。

由式(7－6)至(7－10)组成的方程组即为非耦合解恒定饱和输砂模型采用的基本方程组。

2. *基本方程的求解*

由于碎屑砂体形成过程变化极不规则，很难求出上述方程组的解析解，因此一般采用数值方法对上述方程组进行求解。有不同的数值方法可供采用，这里仅介绍目前普遍采用的方法——有限差方法。

将式(7－7)及式(7－8)写成差分形式，即：

$$Y_1 = Y_2 + \Delta x \frac{n^2Q^2}{B^{-2}H^{-10/3}} + \frac{Q^2}{2g}\left(\frac{1}{B_2^2h_2^2} - \frac{1}{B_1^2h_1^2}\right) \tag{7－11}$$

$$(G_1 - G_2)\Delta t = \rho\Delta xB\Delta tY_0 \tag{7－12a}$$

$$(G_1 - G_2)\Delta t = \rho\Delta xB\Delta A \tag{7－12b}$$

式中　Δx——计算段长度；

Δt——计算时间步长；

ΔY_0——计算段平均沉积或冲刷的厚度，正值为淤，负值为冲；

ΔA——计算段平均沉积或冲刷的断面面积；

G_1,G_2——分别为进出口断面输砂率。用于计算悬移质冲淤时，应为 $G-Q$；用于计算推移质冲淤时，则为 $G=Bgb$，当两者同时考虑时，则取其代数和；

B,h—分别为计算河段的平均宽度和平均水深；

Y_1,Y_2,B_1,B_2,h_1,h_2——分别为进出口断面的水位、宽度及平均水深。

进行河道变形计算时，将计算的长河段划分为若干短河段，并将流量过程划分为由若干短时段组成的梯级式恒定流，联立求解式(7－11)及式(7－12a)或式(7－12b)，即可求得砂体的沉积或冲刷过程。

3. *计算步骤*

(1)将计算河段划分为若干短河段，每一短河段的上、下游断面即为该河段的进出口断面。如果断面形态复杂，应概化成规则的断面形态。

(2)绘制计算河段的河道纵剖面及各断面的横断面图(初始条件)，并绘制各断面的有关工作曲线。如水位 y 与河宽 B 关系曲线，水位 y 与过水断面面积 A 关系曲线等。

(3)将计算流量过程线划分成由若干短时段组成的梯级式恒定流(上游边界条件)。

(4)取计算河段下游断面的水位作为控制水位(下游边界条件)，并划分为与上游流量过程梯级相对应的水位梯级。

(5)确定计算河段上游入口断面在一定流量下通过的悬移质含砂量及推移质输砂率(边界条件)。

(6)将上述有关工作曲线、水位、流量、悬移质含砂量及推移质输砂率作为已知值输入计算机待用。

(7)编写程序,进行河道演变计算,包括求解式(7-11)、计算各断面水位、断面平均流速、水深等;用悬移质挟砂力公式和单宽推移质输砂率公式依次计算各断面的输率,用式(7-12a)计算河段内的平均冲淤厚度,或用式(7-12b)计算河段内的平均冲淤面积,并用计算冲淤结果对有关工作曲线进行修正,至此,第一时段的计算工作便完成。用改正后的工作曲线重复上述计算过程进行第二时段的河道演变计算,如此反复进行下去,即可算出长时段内的河道演变情况及水面曲线变化情况。

上述方法对于解决过程比较复杂的河道的演变问题基本上是可用的。只要计算时段及河段长度划分得比较恰当,在若干基本问题上处理得比较合理,计算结果可以达到一定精度。

值得指出的是上述方法仅适用于水位、河宽关系确定且河岸不发生冲淤变化的情况,即给定水位就可以确定相应河宽的计算,对于水位、河宽关系不确定,也就是河岸发生冲淤变化的河段,问题要复杂得多。

现阶段仅对其中十分有限的问题有一些计算河岸冲刷的尝试,还远没有达到成熟的程度。以后计算凡不作特别说明,一般均指水位、河宽关系确定,且河岸不发生冲淤变形的河道演变计算。

4. 计算中的若干问题

用上述方法进行河道演变计算,就结果的精度和可靠性而言,往往与研究问题的复杂程度及有关参数的处理是否合理关系很大(Lane 和 Carlson,1953),甚至成为决定计算成败的关键,这里作一些具体说明。

1)关于进口断面悬移质含砂量和推移质输砂率的确定

进口断面悬移质含砂量和推移质输砂率的确定,对计算冲淤的数量和分布影响很大(Laursen,1956)。在进口断面上游不存在调节径流和控制泥砂工程设施的条件下,一般是通过分析实际资料推求。有关水流资料通常还较齐全,而泥砂资料则相对较短缺,后者常通过建立水砂关系曲线来确定。例如,根据实测水文泥砂资料,分别绘制进口断面的月平均或旬平均流量与悬移质含砂量或输砂率关系曲线、日平均流量与断面推移质输砂率关系曲线,利用这些关系即可根据来推求来砂量。这种做法须在进口断面所在的河段上设有水文站进行水文泥砂测验,并且测验资料系列较长,并满足精度要求条件下才成为可能。这一点对悬移质来说,由于资料相对较多,基本上能够做到。但对于推移质来说,由于资料相对较少,往往难以做到。

如果进口断面上游已有建成的水利枢纽,规模不大,并且无泄流排砂设施,或者未进行排砂运用。在这种情况下,可以通过实测水利枢纽运用以来的沉积总量,取其年平均沉积量作为进口断面的年平均来砂量进行冲淤计算。此外,为了区分悬移质和推移质的沉积,应尽可能将水利枢纽实测沉积总量划分出悬移质和推移质的沉积量。划分的依据主要是沉积物的部位和粒度(Saxena,1976)。就沉积部位来说,一般坝前段主要为悬移质沉积,而变动回水段的上部

则主要是推移沉积。有些沉积域两者存在明显的分界线，有些沉积域则不十分明显，在一定彼此交错。就沉积物粒度来说，只要有实测沉积物资料，划分出悬移质和推移质沉积量并不是很困难的。有些河段上游既无水文站又无建成的水利枢纽，则上面介绍的方法都不能采用，在这种情况下，就悬移质而言，对山区河流可根据输砂模数图并结合类比方法进行略估；对河床有充分补给的平原河流，可利用水流挟砂力公式计算。就推移质而言，可以用公式计算。现阶段已有许多计算公式，但这些公式的计算结果往往相差很大，在实际选用时存在一定的困难。

由于目前所采用的悬移质水流挟砂力和推移质输砂率计算公式多属于经验性或半理论半经验性质，因此应尽可能用实测资料对所采用的计算公式进行检验，以判断选用的公式是否可靠。

2）糙率的确定

糙率的确定是否合理，不仅影响流场计算的精度，而且通过影响水流条件进而影响冲淤数量和分布的计算精度。

糙率的确定是一个异常复杂的问题，目前尚无通用的方法，须根据具体情况区别对待。在实测资料的条件下，可用曼宁公式反求（Manning，1890），也可用动床阻力计算公式估算（Patankar，1997）。在无实测资料，可用类比的方法，选择与计算河段条件类似且有实测资料的河段进行类比分析，估算其糙率。这里以湖相沉积计算为例，对糙率的确定作些具体说明。

一般来说，湖相沉积计算问题的糙率确定应考虑如下情况：一是湖泊由于壅水作用，边壁糙率影响相对增加，会使糙率发生变化；二是湖泊沉积后的河床组成不同，因而沉积前后糙率不同；另外，糙率的确定应着重考虑变动回水区和常年回水区壅水不大的地区。

由于壅水比较严重的地区，水面比降一般甚小，基本上处于静水区，糙率的误差不致引起较大水文误差，无须过细考虑糙率的精度问题。

在一般情况下，湖泊沉积前的糙率，可根据河道在天然条件下的水文检测资料来确定。为取得糙率资料，应进行几种不同流量下沿程瞬时水面线的观测。根据已知流量观测的各站水位来反求河段的糙率，并将所得结果绘制糙率与水力因素的关系曲线。如为卵石河，以绘制糙率与水位关系曲线为宜；如为砂质河床，以绘制糙率与流速关系曲线为宜。对于变动回水区和壅水不很严重的河流，可事先大致估算可能出现的水力因素的范围，然后用糙率与水力因素的关系曲线确定糙率，作为湖泊未沉积时的糙率。对于壅水较大的地区，由于水利因素与天然条件下的情况相差很远，往往不能简单地引用上述关系曲线。特别是当河床比较狭窄，而河岸又比较粗糙时，更是如此，此时应将河底、河岸区分开来，进行综合糙率计算。

关于区分河底、河岸糙率的计算方法。利用最低一级水位的实测水利要素，按曼宁公式直接计算综合糙率 n，这一综合糙率可视为河底糙率 η_b。再利用较高水位的实测水力要素，除按曼宁公式求综合糙率外，可在假定河底糙率 η_b 不变的条件下，求不同水位的河岸糙率 η_w。湖泊沉积后，湖区河床组成将细化，因而糙率也将随之减小。沉积后的糙率如何确定，目前尚无可靠的通用办法（Vanoni 和 Nomicos，1960）。作为近似，可考虑采用如下几种方法：一是按前述确定砂质河床糙率的方法用来近似地确定河底糙率；二是采用下游某河段的糙率近似作为沉积后的河底糙率（Sangree 和 Widmier，1977），而该河段的床砂组成应与沉积后的床砂组成

相近;三是采用动床阻力计算方法估算。当采用以上几种方法确定糙率时,如河床比较狭窄,均应先将河底与河岸区分开采,分别计算其糙率,然后进行综合糙率计算。

在变动回水区,由于水深较小,边壁影响不大,床砂细化的影响起主导作用,因而糙率较小。在常年回水区,水位抬高,壅水严重,水深增大,边壁条件影响显著,倾向于使糙率增大。但另一方面,床砂细化也比较显著,加上沉积比较平整,相对糙度显著减小,倾向于使糙率减少,二者作用互相抵消,其结果是沉积前后糙率变化不大。

由上面分析可知,糙率的变化异常复杂,不同部位又往往差别较大,因而沉积后的糙率应结合不同的具体情况审慎地加以选定。

3)关于泥砂细化或粗化的考虑

泥砂的细化或粗化对计算精度有直接的影响。例如泥砂沉积后组成是沿程细化的,同时随着沉积的推进,泥砂组成还会因时而变。而泥砂的沿程细化又将引起水流挟砂力随之发生变化。因此泥砂的细化将影响到碎屑砂体沉积量及分布,计算时应作必要的考虑。同样泥砂粗化的影响也应加以考虑,当河床发生冲刷时,将使床砂粗化,其结果同样影响沉积量及沉积分布的计算精度。

在饱和输砂模型中,计算泥砂的细化或粗化的关键问题是选用合理的分组挟砂力及分组推移质输砂率公式。采用这些公式并将非均匀砂的级配划分为若干粒径组,分别计算各粒径组泥砂的冲淤量,各粒径组的冲淤量之和即为总淤量。这样可根据各粒径组的冲淤量确定床沙级配。推移质分组输砂率可参考爱因斯坦公式(Laursen,1958),或采用经验方法,先用推移质输砂率公式计算总输砂率,然后再乘上某粒径泥砂在床砂中所占百分比,即得该粒径组的推移质输砂率。

目前数值模拟计算中考虑床砂变化的简化办法是,选择某一个粒径作为划分冲泻质和床砂质的分界粒径,并假定这一粒径在沉积过程中既不沿程而变,也不因时而变。显然,这种处理办法是十分简略的。

采用上述简略办法的后果是:在河道的上游部分,其计算床砂质粒径较实际床砂质粒径为细,因而计算的水流挟砂力将偏大,沉积量便可能偏小;与此相反,在河道下游部位,计算床砂质粒径较实际床砂质粒径为粗,因而计算的水流挟砂力将偏小,沉积量则可能偏大。

在上述简略办法的基础上,还可作如下改进:将河道分为若干段,每段采用不同的分界粒径来划分冲泻质和床砂质。较简单的办法是将河道分为两段,其分界点可取分界处。在分界点上游,以冲积河段床砂的 d_m 作为分界粒径;分界点下游则以 0.01 ~ 0.02mm 作为分界粒径。至于暂时性的粗化现象,一般不加考虑。

严格地说,碎屑岩沉积时床砂质与冲泻质的分界粒径是随不同的水砂条件而变化的,并有沿程逐渐变小的趋势,这是由于河床水流条件进行分选的结果。在上游河段,水深较小,流速较大,水流挟砂力也较大,能挟带粗的泥砂,沉积到河床上的泥砂也较粗,故分界粒径较大。在下游河段,水深逐渐增大,流速则逐渐减小,水流挟砂力也随之减弱,因而挟带的泥砂较细,沉积到河床上的泥砂也较细,故分界粒径较小。

必须指出,床沙的细化和粗化,是一个十分复杂的问题,这个问题的合理解决,还有待于加

强研究。

除了上述问题外，其他问题如计算水砂系列的选择、进口断面流量过程线的划分、河段划分、冲淤方式的假定及允许一次冲淤厚度的确定等，可结合具体的冲淤特点和模型的要求加以考虑确定。

四、非耦合解恒定非饱和输砂模型

由于碎屑沉积时泥砂运动经常处于非饱和状态，即断面的含砂量不一定恰等于其挟砂力，二者有时甚至差别很大。用饱和输砂模型来计算，不可能得到精度较高的结果。对于这类问题，可采用非饱和输砂模型来解决。由于非饱和输砂模型考虑了含砂量和挟砂力之间的差异，因此较饱和输砂模型更具有一般性。

就悬移质而言，之所以可能处于非饱和状态，是因为通过冲淤达到饱和状态有一个过程，不可能一蹴而就；至于推移质情况则完全两样，发生沉积时不需要这样的过程，发生冲刷时虽可能处于次饱和状态，但这是由于床砂供应不足所至，机理完全不同。这里讨论的非饱和输砂问题是对悬移质而言的。

1. 基本方程及其求解

非耦合解恒定非饱和输砂模型的基本假定与非耦合解恒定饱和输砂模型的基本假定相同。除应用上述的基本假定简化方程式(7－1)至式(7－4)，得到式(7－6)至式(7－9)四个方程之外，还应补充一个简化方程式(7－10)后得到的泥砂连续方程。

$$\frac{\partial(BhUS)}{\partial x}=-\alpha B\omega(S-S^*) \qquad (7-13)$$

水流方程式的求解与上述完全相同。这里着重介绍式(7－13)的求解，式(7－13)可改成：

$$\frac{\partial(QS)}{\partial x}=-\alpha B\omega(S-S^*) \qquad (7-14)$$

由于这种模型是将非恒定流概化成恒定流求解的，流量 Q 在某一短时段的计算中不变，在没有侧向人流的条件下，沿程也不发生变化，故式(7－14)也可改写成：

$$\frac{\partial S}{\partial x}=-\frac{\alpha\omega}{q}(S-S^*) \qquad (7-15)$$

式中 $q=Q/B$ 为单宽流量。在某一短小河段内，若取河段平均河宽 B 来计算单宽流量，近似的可以认为 q 在短小河段内也不发生变化。

求解式(7－15)可以用有限差分法或其他数值方法，不过式(7－15)较简单，在短小河段内对 S_0 的变化规律作一定的近似处理后，可求出其解析解。

将式(7－15)改写成以下形式：

$$\frac{\mathrm{d}(S-S^*)}{\mathrm{d}x}=\alpha\frac{\omega}{q}(S-S^*)-\frac{\mathrm{d}S}{\mathrm{d}x} \qquad (7-16)$$

可见,式(7-16)属于一阶线性常微分方程,其通解为:

$$S - S^* = e^{-\int \alpha \frac{\omega}{q} dx}\left(\int -\frac{dS^*}{dx} e^{\int \alpha \frac{\omega}{q} dx} dx + c\right) \tag{7-17}$$

式中 c 为积分常数,在不考虑 ω 随 z 变化的条件下,可通过取 $x=0$ 边界条件求得,由此得到的特解为:

$$S - S^* = (S_0 - S_0^*)e^{\frac{a\omega l}{q}} - e^{\frac{a\omega l}{q}}\int e^{\frac{a\omega x}{q}} \frac{dS^*}{dx} dx \tag{7-18}$$

式中 S_0, S_0^*——分别为进口断面的含砂量和挟砂力;

S, S^*——分别为出口断面的含砂量和挟砂力;

L——积分段长度。

由式(7-18)可知,要进一步积分,必须解决 dS^*/dx。目前对 S^* 在短小河段内的变化规律常用的近似处理方法有两种,一种是认为在短小河段内 S^* 的变化不大,即可取 S^* 为常数,也即 $dS^*/dx=0$;另一种处理方法是认为 S^* 以直线变化,即认为 dS^*/dx 为一常数。当然也可以认为 dS^*/dx 以其他形式的规律变化,比如说以曲线变化等。由于 S^* 变化规律的近似处理方法不同,其解的形式也有一定的差异。这里仅介绍取 S^* 为常数和 dS^*/dx 为常数两种近似处理方法所得的解。

将 S^* 在短小河段内处理为常数时,$dS^*/dx=0$;$S^*=S_0^*$,实际计算时,S^* 可取短小河段内的平均挟砂力 S^* 代入式(7-18)得:

$$S = \overline{S^*} + (S_0 - \overline{S^*})e^{-\frac{a\omega l}{q}} \tag{7-19}$$

当水力要素在短小河段内沿程变化不大时,用式(7-19)计算含砂量可以保证一定的精度。

式中 $q/w=l$ 表示泥砂由水面落到水底的特征距离,这样上式又可写成:

$$S = \overline{S^*} + (S_0 - \overline{S^*})e^{-\frac{aL}{l}} \tag{7-20}$$

从式(7-20)可以看到,出口断面的含砂量决定于进口断面的含砂量 S_0、水流挟砂力 S^*、河段的相对长度 L 以和恢复饱和系数 a。公式的结构形式还表明,出口断面的含砂量由两部分组成:河段的平均挟砂力 $\overline{S^*}$ 和进口断面剩余含砂量 S_0-S^*,经过距离 L/l 衰减后剩余下来的部分 $(S_0-\overline{S^*})e^{-\frac{aL}{l}}$。在这两项中,一般情况下第一项占主要分量:第二项的大小决定于非饱和程度 S_0-S^* 的大小,非饱和程度越大,这一项占的分量越大。

将 S^* 近似处理成以直线变化,即取 dS^*/dx = 常数时:

$$\frac{dS^*}{dx} = -\frac{S_0^* - S^*}{L} \tag{7-21}$$

代入式(7-18),积分后便可得到:

$$S = S^* + (S_0 - S^*)e^{-\frac{a\omega l}{q}} + (S_0 - S^*)\frac{q}{a\omega l}(1 - e^{-\frac{a\omega l}{q}}) \tag{7-22}$$

上式也可写成：

$$S = S^* + (S_0 - S^*)e^{-\frac{\alpha\omega l}{q}} + (S_0 - S^*)\frac{q}{\alpha l}(1 - e^{-\frac{\alpha\omega l}{q}}) \tag{7-23}$$

从式中可以看到，出口断面的含砂量 S 决定于进口断面的含砂量 S_0、水流挟砂力 S_0^* 出口断面的水流挟砂力 S^*、河段的相对长度 L/Z 和恢复饱和系数 a。公式的结构还表明，出口断面的含砂量由三部分组成：本断面的水流挟砂力 S、进口断面剩余含砂量（$S_0 - S^*$）经过距离 L 衰减后剩下来的部分、$(S_0 - S^*)e^{-aL/l}$以及由于水力因素变化所引起的该河段挟砂力变化的修正值。在这三项中，一般情况下以第一项占主要分量；第二项所占分量的大小决定于剩余含砂量（$S_0^* - S^*$）的多少，若进口断面实际来砂量较大，而该断面的挟砂力较小，则该项所占的分量较大；第三项则取决于非均匀的程度，若计算河段愈接近于均匀流，则其所占的分量也越小。当水流为均匀流时，则（$S_0^* - S^*$）应为零，最后一项将完全消失。

式中的 a 理论上应为河底含砂量与垂线平均含砂量的比值，是大于1的系数，但一般均由实测资料反求，从而是具有综合性质的系数。根据现有的计算成果，沉积时可取0.25，冲刷时可取1.0。

式（7－23）经与一些实测资料比较，计算值与实测值基本接近，计算含砂量误差一般不超过20%～30%。

上述计算公式虽然有一定的理论依据，但由于将水流作为一维流处理，忽略了铅直方向的含砂量分布及流速的横向分布对含砂量沿程变化的影响，因而实质只具有半经验性质，α 值不易确定，就是它的直接后果。α 是一个变量，与泥砂的沉速 ω、水深 h 及摩阻流速 μ 有关。

式（7－20）及式（7－23）仅适用于均匀砂，这是因为该式在积分的过程中，ω 是作为常数处理的缘故。将之推广应用于非均匀砂时，则应求分组含砂量的沿程变化，即：

$$S_i = \overline{S_i^*} + (S_{0i} - \overline{S_i^*})e^{-\frac{\alpha L}{l_i}} \tag{7-24}$$

$$S_i = S_i^* + (S_{0i} - S_{0i}^*)e^{-\frac{\alpha L}{l_i}} + (S_{0i}^* - S_i^*)e^{-\frac{l_i}{\alpha L}}(1 - e^{-\frac{\alpha L}{l_i}}) \quad (i = 1,2,\cdots,n) \tag{7-25}$$

其总含砂量是各粒径组含砂量之和：$S = \sum_{i=1}^{n} S_i$

至此，非耦合解恒定非饱和输砂模型的求解问题已解决。具体应用时，可根据实际情况选择式（7－24）或式（7－25）其中之一进行计算。但存在一个问题，就是分组挟砂力的 S_i^* 计算公式没有给出，以下将对这个问题进行讨论。

这里需要指出的是，由于分组挟砂力问题十分复杂，至今尚未得到很好解决，以下介绍一些目前已有的成果。

2. 根据悬移质级配求分组挟砂力

根据各粒径组泥砂质量百分比的定义，应有：

$$\begin{cases} S_i = p_i S \\ S_i^* = P_i^* S^* \end{cases} \quad (i = 1,2,\cdots,n) \tag{7-26}$$

进一步假定 $p_i = p_i^*$，由式(7－24)及式(7－25)分别求得：

$$S = \overline{S^*} + (S_0 - \overline{S^*})\sum_{i=1}^{n} p_{0i} e^{-\frac{\alpha L}{l_i}} \tag{7-27}$$

$$S = S^* + (S_0 + S_0^*)\sum_{i=1}^{n} p_{0i} e^{-\frac{\alpha L}{l_i}} + S_0^* \sum_{i=1}^{n} p_0 \frac{l_i}{\alpha L}(1 - e^{-\frac{\alpha L}{l_i}}) \tag{7-28}$$

若用式(7－24)及式(7－27)进行计算，由上述假定条件 $p_i = p_i^*$ 可知，显然有 $p_i^* = p_{0i}$，这样挟砂力级配沿程不变，与实际情况不符，这是由假定$\frac{dS_i^*}{dx}=0$ 造成的，在非均匀砂的条件下，不可能存在$\frac{dS_i^*}{dx}=0$ 的条件。在式(7－25)及式(7－28)中包含有 np_i 和一个 S 为未知数，即共有 $n+1$ 个未知数。对于每个粒径组泥砂均可写出如式(7－25)的方程式，共可写出 n 个方程，加上式(7－28)，共可写出 $n+1$ 个方程。这样方程就封闭了，可以进行求解。在式(7－25)中，由于存在与 S 的乘积项 p_iS，所以式(7－25)实际上是一个非线性方程，需迭代求解，计算量非常大。

1)挟砂力 S^* 的计算

研究认为，$S^* = KV^3/(gh\omega)^m$ 形式的公式，既可用于均匀砂，也可用于非均匀砂，关键在于选择非均匀砂的代表沉速 ω。设想将单位体积挟砂水流中各粒径组泥砂分别集中，并将单位水体分成与粒径组组数相当的几个部分，每一部分水体刚好能挟带一个粒径组的泥砂，则所挟带的为均匀砂。这样，就第 1 个粒径组来说，应存在如下关系：

$$p_i S^* = K_i S_{(\omega_i)}^* \tag{7-29}$$

式中 p_i、S 意义同前，K_i 为输送第 i 粒径组泥砂的水量百分比，$S_{(\omega_i)}$ 表示沉速为 ω_i 的均匀砂的含砂量，在一般情况下，$K_i \neq p_i$。将上式改写成对 K_i 求积，因 $\sum_{i=1}^{n} K_i = 1$ 则得：

$$S^* = \frac{1}{\sum_{i=1}^{n} \frac{p_i}{S_{(\omega_i)}^*}} \tag{7-30}$$

这就是非均匀砂水流挟砂力 S^* 与均匀砂水流挟砂力的关系式。取

$$S_{(\omega_i)}^* = K\left(\frac{U^3}{gh\omega_i}\right)^m$$

代入上式，得：

$$S^* = K\left(\frac{U^3}{gh\omega}\right)^m = \sum_{i=1}^{n} \frac{p_i}{K\left(\frac{U^3}{gh\omega_i}\right)^m} = K\left(\frac{U^3}{gh}\right)^m \frac{1}{\sum_{i=1}^{n} p_i \omega_i^m}$$

故

$$\omega = \left(\sum_{i=1}^{n} p_i \omega_i^m\right)^{\frac{1}{m}} \tag{7-31}$$

根据对实测资料的分析，m 取为0.92，用于计算的水流挟砂力公式为：

$$S^* = 0.03\frac{U^{2.76}}{h^{0.92}\omega^{0.92}} \tag{7-32}$$

2）悬移质级配的沿程变化

（1）沉积过程中悬移质级配的变化。将悬移质分成各级粒径组，并假定各组泥砂独自保持平衡的关系而不互相影响，则式（7－15）可推广应用于各组泥砂，即：

$$\frac{dS_i}{dx} = -\frac{\alpha\omega_i}{q}(S_i - S_i^*) \tag{7-33}$$

因为 $S_i = Sp_i, S_i^* = S_{p_i}^*$，乘以河宽 B 后，可得：

$$\frac{dG_{S_i}}{dx} = -\alpha B\omega_i p_i(S - S^*) \tag{7-34}$$

对各组粒径求和，得到：

$$\frac{dG_S}{dx} = -\alpha B\sum_{i=1}^{n} p_i\omega_i(S - S^*) \tag{7-35}$$

式中　G_{S_i}——第 i 粒径组的输砂率；

G_S——总输砂率。

其余符号同前。

将式（7－34）和式（7－35）相除，并取 $\omega = \sum_{i=1}^{n} p_i\omega_i, p_i = G_{S_i}/G_S$ 可得：

$$\frac{dG_{S_i}}{dG_S} = \frac{\omega_i}{\omega}\frac{G_{S_i}}{G_S}$$

在 G_{S_0} 至 G_S 间积分，即：

$$\int_{G_{S_{0i}}}^{G_{S_i}}\frac{dG_{S_i}}{G_{S_i}} = \omega_i\int_{G_{S_0}}^{G_S}\frac{dG_S}{\omega G_S}$$

由于式中平均沉速 ω 是随 G_S 而变的隐函数，故上式的积分值不能直接得出。利用积分中值定理，使 ω 取 G_{S_0} 至 G_S 区间中的某个中值 ω_{zh}，则上式可变为：

$$G_{S_i} = G_{S_{0i}}\left[\frac{G_S}{G_{S_0}}\right]^{\frac{\omega_i}{\omega_{zh}}} \tag{7-36}$$

考虑到 $p_{0i} = G_{S_{0i}}/G_{S_0}$，同时引入沉积百分比：

$$\lambda = \frac{G_{S_0} - G_S}{G_{S_0}} = \frac{S_0 - S}{S_0}$$

则式（7－36）可以改变为：

$$p_i = p_{0i}\frac{(1-\lambda)^{\frac{\omega_i}{\omega_{zh}}}}{1-\lambda} \tag{7-37}$$

对上式求和,应有:

$$\sum_{i=1}^{n} p_i = \frac{\sum_{i=1}^{n} p_{0i}(1-\lambda)^{\frac{\omega_i}{\omega_{zh}}}}{1-\lambda}$$

由于 $\sum_{i=1}^{n} p_i = 1$,故得:

$$\frac{\sum_{i=1}^{n} p_{0i}(1-\lambda)^{\frac{\omega_i}{\omega_{zh}}}}{1-\lambda} = 1 \tag{7-38}$$

当已知沉积百分比和进口断面悬移质级配 p_{0i}后,由式(7-38)通过试算确定,并进而利用式(7-37)求得出口断面的悬移质级配 p_i。

从式(7-37)可以看出,出口断面悬移质级配 p_i,取决于进口断面悬移质级配 p_{0i}、沉积的有效沉速 ω_{zh}、本组粒径的沉速 ω_i 和沉积百分比 λ,而与河段的水力因素无直接关系,其间接关系是通过 λ 来反映的(Tetzlaff 和 Harbaugh,1985)。

式(7-37)及式(7-38)对实测资料的验证,结果表明有一定程度的误差,为使两式和实测资料更符合,修正成如下形式:

$$p_i = p_{0i}\frac{(1-\lambda)^{(\frac{\omega_i}{\omega_{zh}})^\beta}}{1-\lambda} \tag{7-39}$$

及

$$\frac{\sum_{i=1}^{n} p_{0i}(1-\lambda)^{(\frac{\omega_i}{\omega_{zh}})^\beta}}{1-\lambda} = 1 \tag{7-40}$$

其中 β 是小于1的修正系数,根据一些实测资料,对天然河道采用0.65,对湖泊型浊积砂体采用0.5。

(2)冲刷过程中补给的悬移质级配的变化。在冲刷过程中,悬移质将从床砂中取得补给,因而其级配将发生变化。为了确定冲刷过程中悬移质级配的变化,需先确定补给部分的级配。

设以 ΔW_i,表示补给悬移质中第 i 粒径组在时段内的分组输砂量. 以 ΔW 表示相应的总输砂量,则 $\Delta W_i/\Delta W$ 即表示时段中补给悬移质含沙量第 i 粒径组的百分比。当沉积趋于零时为:

$$p_i = \left(\frac{\omega}{\omega_i}\right)^\beta R_i$$

式中 ω——床砂的某种平均沉速。

将上式近似地引申到补给悬移质级配与床砂级配的瞬时关系上,于是得:

$$\frac{\Delta W_i}{\Delta W} = \left(\frac{\omega}{\omega_i}\right)^\beta R_i \tag{7-41}$$

这一公式反映了冲刷时细颗粒冲起多、粗颗粒冲起少的一般规律。

另一方面,设 V、V_i 表示冲刷开始时河段内参与冲刷的床砂重量及相应的第 i 粒径组的重量;W、W_i 表示河段内从河床上冲起的补给泥砂重量及相应的第 i 粒径组的重量,则冲刷后床砂级配应为:

$$R_i = \frac{V_i - W_i}{V - W} \tag{7-42}$$

将式(7-42)代入式(7-41),并令 $\Delta W_i \to 0$,则有:

$$\frac{dW_i}{dW} = \left(\frac{\omega}{\omega_i}\right)^{\beta} \frac{V_i - W_i}{V - W} \tag{7-43}$$

在 $W=0$ 至 $W=W$ 间积分上式,并引进床砂平均沉速 ω 在区间$(V, V-W)$的某一个中值,则得:

$$\frac{V_i - W_i}{V_i} = \left(\frac{V - W}{V}\right)^{\left(\frac{\omega_{zh}}{\omega_i}\right)^{\beta}}$$

考虑到 V_i/V 为冲刷开始时床砂级配 R_{0i},W_i/W 为冲起的补给悬移物平均级配 p_i^*,W/V 为冲刷百分比(实际冲刷量与参与冲刷的沙量之比)λ^*,则应有:

$$\frac{V_i - W_i}{V_i} = 1 - \frac{W_i}{W}\frac{W}{V}\frac{V}{V_i} = 1 - \frac{p_i^* \lambda^*}{R_{0i}}$$

$$\frac{V - W}{V} = 1 - \lambda^*$$

将上述关系代入式(7-43),得:

$$p_i^* = R_{0i}\frac{1 - (1 - \lambda^*)^{\left(\frac{\omega_{zh}}{\omega_i}\right)^{\beta}}}{\lambda^*} \tag{7-44}$$

上式即为冲刷过程中不同 λ^* 时悬移质级配的变化规律。式中 λ^* 可理解为冲刷厚度 Δh 与参与交换的床砂有效深度 h 之比。

上式表明,当 $\lambda^* \to 0$ 时,$p_i^* = (\omega_{zh}/\omega_i)^{\beta} R_{0i}$,与开始推导时的假定是一致的;当 $\lambda^* = 1$ 时,$p_i^* = R_{0i}$,即床砂全部被冲起,补给悬移质级配即为床砂级配;当 λ^* 由 0 至 1 变化时,补给悬移质级配将越来越粗。显然,上述分析与冲刷过程中的实际情况是相符的。

上式中 ω_{zh} 由 $\sum_{i=1}^{n} p_i^* = 1$,的条件确定,即:

$$\sum_{i=1}^{n} R_{0i}\frac{1 - (1 - \lambda^*)^{\left(\frac{\omega_{zh}}{\omega_i}\right)^{\beta}}}{\lambda^*} = 1 \tag{7-45}$$

(3)冲刷过程中悬移质级配的变化。假定由进口断面进入的悬移质级配在计算时段和河段内是不变的,则冲刷过程中出口断面的悬移质级配应由进口的悬移质级配与补给的悬移质

级配相加而得,因此应有:

$$S_i = S_{0i} + S_i^*$$

$$Sp_i = S_0 p_{0i} + S^* p_i^*$$

$$p_i = \frac{S_0}{S}p_{0i} + \frac{S^*}{S}p_i^* \quad (7-46)$$

式中 S^* 为从河床上冲起的补给含砂量。考虑到 $S^* = S - S_0$, $\lambda = \frac{(S_0 - S)}{S_0}$

则:

$$\frac{S_0}{S} = \frac{1}{1-\lambda}$$

$$\frac{S^*}{S} = \frac{(S_0 - S)}{S} = \frac{-\lambda}{1-\lambda} \quad (7-47)$$

将上述关系代入式(7-46)后即得:

$$p_i = \frac{p_{0i} - \lambda p_i^*}{1-\lambda} \quad (7-48)$$

将式(7-44)代入上式得:

$$p_i = \frac{1}{1-\lambda}\left\{p_{0i} - \frac{\lambda}{\lambda^*}R_{0i}\left[1 - (1-\lambda^*)^{(\frac{\omega_{zh}}{\omega_i})^\beta}\right]\right\} \quad (7-49)$$

上式即为冲刷过程中悬移质级配的变化规律:

冲刷百分比 λ^* 也可写如下形式:

$$\lambda^* = \frac{\Delta h}{\Delta h + 1} = \frac{Q(S - S_0)\Delta t}{Q(S - S_0)\Delta t + B_h \Delta x \cdot 1 \cdot \rho'} \quad (7-50)$$

式中 Q——冲刷期间的平均流量;

Δt——冲刷历时;

B_h——冲刷的平均宽度;

Δx——河段长度;

ρ'——泥砂的干密度。

如果 λ^* 很小,可近似地采用 $p_i = (w_{zh}/w_i)\beta R_i$,则式(7-49)可变为:

$$p_i = \frac{1}{1-\lambda}\left[p_{0i} - \lambda\left(\frac{\omega_{zh}}{\omega_i}\right)^\beta R_i\right] \quad (7-51)$$

如果冲刷很剧烈(例如溯源冲刷时),补给悬移质级配可认为与床砂级配一致,则式(7-49)可变为:

$$p_i = \frac{1}{1-\lambda}(p_{0i} - \lambda R_{0i}) \quad (7-52)$$

3. 床砂级配的变化

要确定式(7－26)中的 S,除需确定悬移质级配外,还需确定床砂级配。此外,冲刷过程中悬移质级配,以及沉积和冲刷过程中泥砂的干密度和河床的糙率也与床砂级配有关。因此,还需解决床砂级配的变化问题。

(1)沉积过程中床砂级配的变化在沉积过程中,床砂级配即为沉积物级配。设以 V_i 和 V 表示在 Δt 时段内第 i 粒径组泥砂在河段内的沉积量和相应的总沉积量,则根据输砂平衡原理可得(Bates,1953):

$$V_i = (S_{0i} - S_i)Q\Delta t$$

$$V = (S_0 - S)Q\Delta t$$

两式相除得:

$$R_i = \frac{V_i}{V} = \frac{S_{0i}}{S_0 - S} - \frac{S_i}{S_0 - S}$$

引入 λ、p_i 及 p_{0i},并略加变换,上式变成:

$$R_i = \frac{p_{0i} - (1 - \lambda)p_i}{\lambda} \tag{7-53}$$

将式(7－39)代入,便得:

$$R_i = \frac{p_{0i}}{\lambda}\left[1 - (1 - \lambda)^{(\frac{\omega_i}{\omega_{zh}})^\beta}\right] \tag{7-54}$$

上式即为沉积过程中床砂级配的变化规律。该式表明河段沉积物的平均级配 R_i 取决于进口断面的悬移质级配 p_{0i}、该粒径组的沉速 w_i、沉积有效沉速 w_{zh},小及沉积百分比 A。

关于沉积物级配与悬移质级配的关系,可令式(7－54)中的 $A\to0$ 而得到。为此先展开该式:

$$R_i = \frac{1 - \left\{1 - \left(\frac{\omega_i}{\omega_{zh}}\right)^\beta \lambda + \frac{1}{2!}\left(\frac{\omega_i}{\omega_{zh}}\right)^\beta \left[\left(\frac{\omega_i}{\omega_{zh}}\right)^\beta - 1\right]\lambda^2 - \cdots\right\}}{\frac{\lambda}{p_{0i}}}$$

忽略式中 λ 高次项后,可令 $\lambda\to0$,并考虑到 w_{zh},$p_i\to p_{0i}$,去掉脚标“0”后,得到:

$$R_i = \left(\frac{\omega_i}{\omega}\right)^\beta p_i, p_i = \left(\frac{\omega_i}{\omega}\right)^\beta R_i \tag{7-55}$$

可以认为上式即可表达沉积过程中各断面悬移质级配与床砂级配之间的关系。这里的平均沉积 w_{zh}按床砂级配计算较为方便,即取:

$$\omega^\beta = \frac{1}{\sum_{i=1}^{n} \frac{R_i}{\omega_i^\beta}} \tag{7-56}$$

(2)冲刷过程中床砂级配的变化。

根据前面冲刷过程中补给悬移质级配变化的分析,可知:

$$\frac{V_i - W_i}{V_i} = \frac{V_i - W_i}{V - W}\frac{V - W}{V}\frac{V}{V_i} = \frac{R_i(1 - \lambda^*)}{R_{0i}}$$

将式(7-43)代入上式,可得:

$$\left(\frac{V - W}{V}\right)^{(\frac{\omega_{zh}}{\omega_i})\beta} = (1 - \lambda^*)^{(\frac{\omega_{zh}}{\omega_i})\beta} = \frac{R_i(1 - \lambda^*)}{R_{0i}}$$

于是得:

$$R_i = R_{0i}\frac{(1 - \lambda^*)^{(\frac{\omega_{zh}}{\omega_i})\beta}}{1 - \lambda^*} \tag{7-57}$$

上式即为冲刷过程中床砂级配的变化规律。式中 w_{zh}出由下式确定:

$$\frac{\sum_{i=1}^{n} R_{0i}(1 - \lambda^*)^{(\frac{\omega_{zh}}{\omega_i})\beta}}{1 - \lambda^*} = 1 \tag{7-58}$$

式(7-57)表明,冲刷过程中的床砂级配 R_i 取决于初始床砂级配 R_{0if}、该粒径组沉速 w_i、有效沉速 w_{zh}以及冲刷百分比 λ^*。从该式可以看到,对于粗颗粒,$(w_{zh}/w_i)^\beta < 1, R_i > R_{0i}$;对于细颗粒$(w_{zh}/w_i)^\beta > 1, R_i < R_{0i}$,说明冲刷过程中床砂级配粗化了(Boguchwal 和 Southard,1970)。

4. 计算方法与步骤

应用上述方程组进行碎屑砂体演变计算时,对每一个计算时段和计算河段,应计算的内容和步骤为:① 水力因素计算;② 悬移质含砂量及级配计算;③ 冲淤量及冲淤泥砂级配计算;④ 修改横断面特征。这里着重介绍含砂量及级配的计算方法和步骤。

如前所述,河道在非饱和输砂过程中,悬移质含砂量及其级配,以及床砂级配都是沿程变化的,并且三者有一定的联系和影响(Howell 和 Flint,1996)。因此,对悬移质含砂量及级配的计算,应通过联解有关方程组加以解决。由于沉积和冲刷过程的悬移质级配变化规律不同,加之恢复饱和系数口值也不一样,因此,计算时应区别沉积和冲刷两种不同情况采用不同的方程组。为此,首先需对冲刷及沉积条件加以判别,然后进行计算,现分述如下。

(1)冲刷与沉积判别。为判别冲刷与沉积,须先计算出口断面含砂量 S,但严格地说,需通过试算才能确定。为避免繁冗的计算,作为近似可不考虑级配的变化,采用进口断面的级配按式(7-31)及式(7-32)求出 S_0,再由式(7-26)求出 S,然后由下述关系判别冲刷与沉积:$S < 0.995S_0$,为沉积过程;$S > 1.055S_0$,为冲刷过程;$0.995S_0 \leqslant S \leqslant 1.055S_0$,为冲刷与沉积平衡过程。

(2)沉积过程含砂量及级配的计算。当处于沉积过程时,计算方法和步骤如下:

① 计算分选曲线,即计算在不同的沉积百分数时,各粒径组的级配百分数及 w 值,这是为以后计算含砂量及其级配作准备。可假定不同的 λ 值,由式(7-40)、式(7-39)和式(7-

31）可逐步算得 p_i 及 w 值，据此绘制不同 λ 的悬移质分选曲线和 λ—w 关系曲线。

② 计算出口断面含砂量及级配。采用试算法，先假定一出口断面含砂量 S，根据第 1 项中计算结果，确定悬移质分选曲线 λ 及 w，再利用式（7－32）、式（7－28）算得 S，如与假定值不符，则重复试算，直至相符为止。在 S 值最后确定的同时，悬移质分选曲线也随之确定。

③ 按式（7－54）计算沉积过程中的床砂级配。

（3）冲刷过程含砂量及级配的计算。当处于冲刷过程时，计算方法和步骤如下：

① 按式（7－50）计算冲刷百分数 λ^*。式中的冲刷厚度 $\Delta h+1$ 采用单位为 t/m^2，称为虚拟厚度，以避免质量和体积之间的换算。

② 计算河床沉积物平均级配。河床沉积物级配分层储存，各层厚度为 $1t/m^2$，其级配各不相同，如冲刷厚度为 Δh，则原床砂级配应取为扰动厚度内平均级配。设此厚度可分为 n 层，则各层累计平均床砂级配 R'_{in} 应为：

$$R'_{in}=\frac{\sum_{n}\rho'_{in}\Delta h_{in}}{\sum_{n}\Delta h_{in}}$$

式中　β'_{in}——第 n 层中第 i 粒径组所占质量百分比。

③ 按式（7－45）和式（7－44）计算从河床中冲起的泥砂级配 p_i。通过试算求出 w_{sh} 后，p_i^* 即可求得。

④ 按下式计算从河床补给的悬移质含量：

$$S^*=\frac{1000\Delta hB_0\Delta x}{Q\Delta t}$$

上述即为砂体形成过程中最主要的两种数学模型。

第三节　洪水浊积砂体形成及分布数值模拟研究

一、二维剖面的数值模拟

1. 计算步骤

（1）二维剖面的计算是沿垂直剖面（X—Z 平面）进行的，它将沉积区域（模拟区域）划分成一系列的独立的柱状剖面；计算时的时间取为不变的时步，在同一时步内，计算是从左向右逐个柱状剖面进行的。计算开始前给出计算剖面的基底形状、水深和（或）基底垂向沉降量。

（2）沉积物的物源置于沉积区域的一侧（如左侧），沉积物由中砂、细砂、粉砂三个（粒径）组分组成。但对沉积物的组分并不要求给定各组分的密度和粒径，这是因为沉积物的搬运和沉积计算中并未计算颗粒沉降速度、起动速度和扬动速度。在每一计算时步，沉积物从左侧以

一定的总量进入沉积区后，逐渐向右侧搬运或沉积在进入的柱状剖面之内；在每一时间增量内，沉积物的总量及其组分均等数量和等比例地由物源区供给。

（3）决定某一组分的沉积物颗粒是继续向右迁移、还是沉积在该计算柱状剖面内。在该过程中并未计算作为沉积物搬运动力的水流流场，而是综合认为沉积物的沉积与否取决于沉积物颗粒的组分特性和该计算区域的水深这两个因素（图 7－1）。因此，在计算一开始，就要为每一（粒径）组分的沉积物给定一个平衡水深（正是由平衡水深决定该组分的基准面）。组分粒径愈小，其平衡水深愈大，则其被搬运的距离愈远；若计算区域的水深等于或小于某一组分的平衡水深，则该组分的沉积物就不会在该计算区域内沉积，而是继续向右搬运；相反，即若计算区域的水深大于某一组分的平衡水深，则该组分的沉积物就在该计算区域内沉积。沉积物在每一柱状剖面内沉积下来的数量，从左向右遵循一种改进的生长和衰减定律。

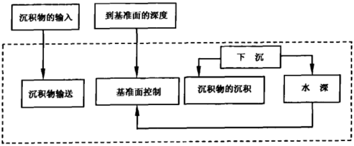


图 7－1　考虑地壳沉降的简单沉积模型

（4）在计算过程中，记录下每一时步、每一柱状剖面内每一组分的沉积物的沉积量和沉积物的厚度，从而得到每一时步的新的沉积底形、可继续向下游搬运的（剩余的）各组分沉积物的数量和各柱状剖面处的水深。

（5）该二维剖面数值模拟所考虑的沉积过程中的地壳沉降，是简单地以给定原始底形的垂向位移量的方式进行的。

（6）计算结果用一系列（不同时期的）垂直剖面内不断右移的沉积物楔形体图形表示，从而定性地展现出一个浊积砂体的形成过程。

2. 计算结果

二维剖面计算时输入的主要参数如下：

X 方向模拟长度 9.0km，区间步长 45m，总计 200 个网格节点；

Y 方向模拟长度 18.0km，区间步长 45m，总计 400 个网格节点；

模拟区域面积 162km^2，总网格节点 80000 个；

模拟时间 10000 年，以年作为计算单元；

计算时步总数 NTIME＝10000；

柱状剖面总数 NCOLS＝80000；

沉积物组分总数 NFRACT＝3；

打印结果时步间隔 KPRINT = 2；

绘图时步间隔 NPLOT = 20；

基底沉降滞后时步 lag = 20；

三种组分的平衡水深分别为(m)：1.5、6.0、10.3；

三种组分的沉积比例系数分别为(%)：0.30、0.40、0.3；

各柱状剖面处水深为(m)：0.1、0.2、0.3、0.4、0.5、…、4.0、4.05、4.10、4.15、4.20、4.25、…、6.0(相当于 y = 2.71km 的水深)，之后 Y 方向每延伸 100m 水深增加 1.0m。至 Y = 8.7km 处，水深达到 12m，其后 Y 方向 8.7 ~ 18km 坡度由沉积过程自然调整。表 7 - 1、图 7 - 2、表 7 - 2 和图 7 - 3 为部分计算结果。

表 7 - 1 T = 1000 年时数值模拟计算结果

剖面序号	水深(m)	中砂(%)		细砂(%)		粉砂(%)	
		沉积	剩余	沉积	剩余	沉积	剩余
1	1.0	0	4.0	0	5.0	0	4.0
2	1.2	0	4.0	0	5.0	0	4.0
3	1.5	0	4.0	0	5.0	0	4.0
4	1.7	0	4.0	0	5.0	0	4.0
5	1.4	0.8	3.2	0	5.0	0	4.0
6	1.6	1.3	1.9	0	5.0	0	4.0
7	2.2	0.8	1.2	0	5.0	0	4.0
8	2.1	0.5	0.7	1.1	3.9	0	4.0
9	1.8	0.3	0.4	1.6	2.4	0.1	3.9
10	1.8	0.2	0.2	0.9	1.4	0.8	3.1
11	1.6	0.1	0.1	0.6	0.9	0.6	2.5
12	1.6	0.1	0.1	0.3	0.5	0.5	2.0
13	2.0	0	0.1	0.2	0.3	0.4	1.6
14	2.2	0	0	0.1	0.2	0.3	1.3
15	3.4	0	0	0.1	0.1	0.3	1.0
16	3.5	0	0	0	0.1	0.2	0.8
17	3.5	0	0	0	0	0.2	0.6
18	4.1	0	0	0	0	0.1	0.5
19	3.8	0	0	0	0	0.1	0.4
20	3.9	0	0	0	0	0.1	0.3

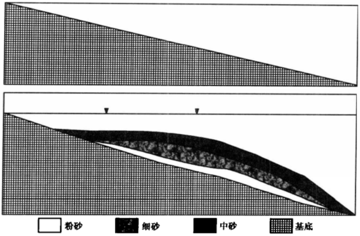


图 7－2　原始底形与 $T=1000$ 年时的数值模拟结果

表 7－2　$T=2000$ 年时的数值模拟计算结果

剖面序号	水深(m)	中砂(%)		砂(%)		粉砂(%)	
		沉积	剩余	沉积	剩余	沉积	剩余
300	1.0	0	4.0	0	5.0	0	4.0
301	2.0	0	4.0	0	5.0	0	4.0
302	3.0	0	4.0	0	5.0	0	4.0
303	3.0	0	4.0	0	5.0	0	4.0
304	3.0	0	4.0	0	5.0	0	4.0
305	3.0	0	4.0	0	5.0	0	4.0
306	3.0	0	4.0	0	5.0	0	4.0
307	3.0	0.3	3.7	0	5.0	0	4.0
308	3.0	0.8	2.9	0	5.0	0	4.0
309	3.0	0.3	2.7	0	5.0	0	4.0
310	3.0	0.4	2.2	0	5.0	0	4.0
311	3.6	0.9	1.3	0	5.0	0	4.0
312	4.4	0.5	0.8	0	5.0	0	4.0
313	4.7	0.3	0.5	0.4	4.6	0	4.0
314	5.2	0.2	0.3	1.8	2.8	0.5	3.5
315	5.6	0.1	0.2	1.1	1.7	0.7	2.8
316	6.5	0.1	0.1	0.7	1.0	0.6	2.3
317	6.8	0	0.1	0.4	0.6	0.5	1.8
318	6.7	0	0	0.2	0.4	0.4	1.4
20	18.3	0	0	0.1	0.2	0.3	1.2

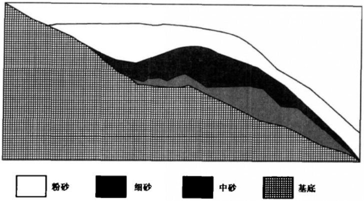


图 7-3　$T=2000$ 年时数值模拟计算结果

3. 计算结果的讨论

从以上论述和计算结果可以看出,二维剖面数值模拟可以进行各种简单的沉积模拟试验,它可以用来模拟湖平面的升降、地壳的沉降。模拟的结果可以产生浊积砂体的形态沉积,这一"浊积砂体"沉积逐渐向深水区发育,形成一系列"前积层",而且当"三角形"朝前发展时,前积层的倾角也逐渐变陡。这在一定程度上反映出了自然界所发生的沉积过程的某些规律,在计算机上重现了自然沉积过程的某些现象。

众所周知,碎屑岩沉积是由流体运动、沉积物特性(其密度、颗粒大小和组分等)和边界条件(湖盆的底坡和基底或水砂界面的粗糙度)相互作用的结果。因此,要准确了解碎屑岩沉积的过程,就必须了解流体运动的特性(即流场特性)、沉积物在运动着的流体中的动力特性、具体的流动边界条件和初始条件。但在二维剖面数值模拟中,没有流场的计算,计算中所用的沉积物总量、柱状剖面水深、平衡水深、沉积物的厚度等都不能严格说是实际的物理量,沉积物搬运距离也没有严格的定量概念。

二、二维剖面数值模拟的改进

考虑到二维剖面的数值模拟存在不足和缺点,必须对之进行改进,使它可以用来模拟沉积物搬运、沉积、冲蚀和压实等沉积作用。与前述模型相似的是,本模型的计算依然是在 $X—Z$ 剖面内进行,而且同样是将这一剖面分划成一系列的柱状剖面。但与前述模型相比,这一模型在以下几个方面作了改进。

1. 模型改进的要点

(1)初步考虑了流体水平位移速度。在对前述计算进行改进时,依然也没有进行流场的数值计算,但它却较前一模型有了一些改进。它将流体的人流以流体单元的方式,以一定的初始速度进入沉积区域,并假定其后各寸算时刻流体在各柱状剖面内的水平位移速度与该时段进入沉积区域的流体体积和初始速度成正比。而与所在柱状剖面处的水深成反比,即:

$$v = \frac{V}{h}v_0$$

式中 v, v_0——分别为流体的水平速度和初始水平速度；

V——流体单元的体积；

h——计算剖面处的水深。

仔细分析就可以知道，上式并没有严格地遵循不可压缩流体运动的连续性方程（它是流体运动遵循质量守恒方程的具体形式），但上式所表现出来的水深愈大流速愈小这一点被合理地体现出来了。

（2）沉积物的沉积取决于水流速度和沉积物颗粒的沉降速度。在改进的模型中，沉积物的运移是在内外两层循环计算中进行的。在对时间增量的外层循环中，即在不同的计算时步，在计算区域的一侧引入不同的流体量和初始流速，同时在该处引入可供沉积的沉积物的数量和规定各组分的比例关系；而在对柱状剖面的内层循环中，即在同一计算时步，计算沉积物在该计算剖面的沉积量和向下游搬运迁移的沉积物量。在这类计算中，还假定所有可供沉积的沉积物在入口处都是均匀地悬浮在计算剖面的流体中的。

这一改进方法假定，沉积物颗粒的水平运移速度与流体流速相同；沉积物颗粒的垂向速度取决于颗粒的沉速。

在这里，影响沉积物颗粒在计算剖面中沉积的一个最重要的因素就是沉积物在该剖面的停留时间。这一停留时间就是流体通过该剖面的时间，即：

$$T = \Delta x / v$$

式中 Δx——计算剖面的宽度（沿流向）；

T——流体在该计算剖面处的停留时间。

只要停留时间足够长，沉积物的各组分都会在该剖面内全部沉积下来。很显然，计算剖面内的沉积量与这一停留时间成正比，即：

$$(S_d)_i = S_i D_i / h$$

式中 $(S_d)_i$——在计算剖面内第 f 组分沉积物的沉积量，其值不大于 S；

S_i——计算剖面内可供沉积第 i 组分的沉积物的沉积量；

D_i——第 i 组分的沉积物颗粒在计算剖面停留期间的下沉距离，它等于该组分颗粒沉降速度与停留时间的积，即：

$$D_i = \omega_i T$$

应予指出的是，上述计算应用于沉积物的所有组分，但计算过程需迭代进行。为使计算更精确，可将计算区域分划为更小的子区域。

随着沉积物的不断增加，计算区域内的水深逐渐减小，从而使得水流速度不断增大。最后，水流流速都将达到该粒径组分的临界值，致使该粒径的泥砂不再在此处产生沉积。在计算中，模型为每一组分的沉积物设定一个调节参数——沉积发生的最小水深$(\mathrm{depo}_{\min})_i$，其取值为：

$$(\mathrm{depo}_{\min})_i = \frac{V}{(\omega_{\mathrm{crit}})_i} v$$

式中 $(\omega_{\mathrm{crit}})_i$——第 i 组分泥砂的临界沉速。

凡水深小于此临界值的地方，该组分的泥砂就不可能在该处沉积。显然，给每一组分沉积物所规定的沉积发生的最小水深就控制了何时该组分颗粒停止沉积。

对于每一组分的泥砂，从其可供沉积的沉积物中减去在计算区域的沉积量，就得到它搬运至下一柱状剖面处的可供沉积物总量。

在计算程序里，每一组分的泥砂沉积厚度存放在一个三维数组 GRID(x_1,x_2,x_3)中，其中 x_1 表示时间顺序，x_2 表示所在位置，x_3 表示泥砂的组分。

(3)增加了关于沉积物冲蚀的详细计算。水流流速和具体组分的泥砂的临界冲蚀速度是控制是否产生冲蚀的关键因素。与计算泥砂的沉积量类似，在改进的模型中为冲蚀定义了一个发生冲刷的最大水深$(\text{erod}_{\max})_i$，凡水深大于此临界值的地方，冲蚀不可能发生。其值由下式定义：

$$(\text{erod}_{\max})_i = \frac{V}{(v_{e,\text{crit}})_i}v$$

式中　$(\text{erod}_{\max})_i$——第 i 组分泥砂发生冲刷的最大水深；

V,v——分别为流体单元的体积和计算剖面处的流速；

$(v_{e,\text{crit}})_i$——第 i 组分泥砂的临界冲蚀速度。

在具体计算中，计算区域内是否发生冲蚀，须判断以下三种情况：

① 若计算区域中的水流流速低于最小粒径泥砂的临界冲速，则该处无冲蚀发生；

② 若计算区域中的水流流速大于最大粒径泥砂的临界冲速，则各组分泥砂均产生冲蚀；

③ 计算区域中的水流流速只大于部分组分泥砂的冲速，则该区域中的有部分泥砂被水流带到下游。

每一组分的冲蚀量用下式计算：

$$\text{erod}_e = (\text{erod}_{\max})_i - h$$

将计算的冲蚀量累加到可供沉积的沉积物总量之中，并从 GRID(z_1,z_2,z_3)和记录沉积物顶面高程的 SURFACE 中减去冲蚀量。

(4)增加了水下重力流的计算。当水下沉积物的坡度超过某一临界值时，将发生水下沉积物的滑塌，形成水下重力流；同时，当被水下重力流搬运的沉积物的坡度小于另一临界值时，被重力流搬运的沉积物又将沉积下来。这两个坡度的临界值分别称为最大坡度$(\text{slop})_{\max}$和最小坡度$(\text{slop})_{\min}$，即：当水下沉积物表面坡度 $\text{slop} > (\text{slop})_{\max}$时，发生沉积物重力流；当重力流中沉积物的坡度 $\text{stop} < (\text{slop})_{\min}$时，重力流停止发生，沉积物在新的地方又重新沉积下来。被水下重力流搬运的泥砂量为：

$$(\text{mass})_{\text{turb}} = \Delta z - (\text{slop})_{\max}\Delta x$$

式中　$(\text{mass})_{\text{turb}}$——被重力流搬运的泥砂量；

Δz——相距 Δx 的两点沉积物表面的高程差。

(5)增加了压实作用的计算。在压实作用的计算中利用了深度—孔隙度的函数关系：

$$\Phi = \frac{A}{(H-B)} + C$$

式中 A、B、C 为三个待定参数，它们可以用三组已知的孔隙度和深度数据确定。

当压实作用发生时，水下沉积物的厚度和孔隙度将发生变化。床底中孔隙度为零的部分不再被压实，这部分孔隙度为零的厚度称为基岩厚度。

压实过程按下述步骤进行：

① 由深度—孔隙度关系式和暂存于 GRID 中的沉积物各层的厚度计算出每层的基岩厚度；

② 计算新的沉积物负载；

③ 新的沉积使先前的沉积物埋藏得更深，每一层新的深度等于原先的深度加上新的沉积厚度；

④ 由上一步新的深度计算出每层新的孔隙度值；

⑤ 由基岩厚度不变和上一步计算出的新孔隙度值，就可以计算出新的孔隙度值。

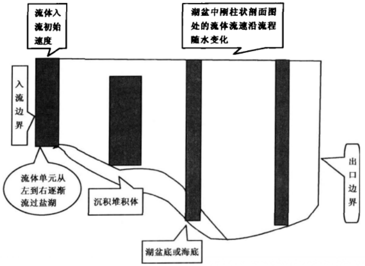


图 7－4　改进的二维剖面数值模板计算示意图

2. 计算结果

计算开始时输入的有关参数如下：

计算时段 NTIME＝10000；

海平面（湖水位，m）SEALEVEL＝30；

计算柱状剖面数 NX＝80000；

剖面间间距 DX＝50；

基底高程：入口处 BASE（1）＝25，其后接一坡度 i＝0.01 的斜坡，其后基底高程保持 13.00 不变；

泥砂粒径（cm）DS（1）＝0.035，DS（2）＝0.02，D6（3）＝0.01，D6（4）＝0.004；

现假定来水过程具有正弦变化规律，每一个沉积期对应的湖水位为：

SEALRVEL = 30 + 4 × (2 × 3.1416/NTIME × J)

流体单元体积 VOLFUID = 1.0；

各组分加砂量VOLFUID = 1.0；

VOLUMSED(1) = 120/2.65/80 × 0.20；

VOLUMSED(2) = 120/2.65/80 × 0.30；

VOLUMSED(3) = 120/2.65/80 × 0.30；

VOLUMSED(4) = 120/2.65/80 × 0.20；

入口流速 FINVELO = 0.5500；

其他输入参数与剖面未改进前相同。

图 7-5 为原始底形，表 7-3 为 $T=100$ 年时的界面高程和水深，图 7-6 表示 $T=100$ 年时数值模拟结果，图 7-7 表示 $T=400$ 年时数值模拟结果，图 7-8 表示 $T=800$ 年时效值模拟结果，表 7-4 为 $T=400$ 年时的界面高程、水深和基底高程，表 7-5 为 $T=800$ 年时的界面高程、水深和基底高程。

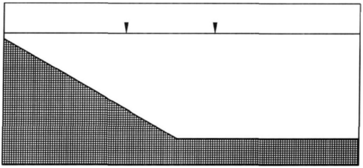


图 7-5　沉积区域原始底形

表 7-3　$T=100$ 年时的界面高程和水深

断面序号	界面高程(m)	水深(m)	基底高程(m)	断面序号	界面高程(m)	水深(m)	基底高程(m)
1	25.0000	7.8284	25.0000	11	20.0000	12.8284	20.0000
2	24.5000	8.3284	24.5000	12	19.5459	13.2826	19.5000
3	24.0000	8.8284	24.0000	13	19.2363	13.5922	19.0000
4	23.5000	9.3284	23.5000	14	18.8996	13.9288	18.5000
5	23.0000	9.8284	23.0000	15	18.5414	14.2870	18.0000
6	22.5000	10.3284	22.5000	16	18.1660	14.6625	17.5000
7	22.0000	10.8284	22.0000	17	17.7598	15.0687	17.0000
8	21.5000	11.3284	21.5000	18	17.3638	15.4647	16.5000
9	21.0000	11.8284	21.0000	19	16.9731	15.8553	16.0000
10	20.5000	12.3284	20.5000	20	16.6362	16.1923	15.5000

续表

断面序号	界面高程（m）	水深（m）	基底高程（m）	断面序号	界面高程（m）	水深（m）	基底高程（m）
21	16.1134	16.7151	15.0000	36	13.3410	19.4874	13.0000
22	15.5533	17.2751	14.5000	37	13.3211	19.5073	13.0000
23	15.0175	17.8109	14.0000	38	13.2923	19.5361	13.0000
24	14.4894	18.3390	13.5000	39	13.2664	19.5621	13.0000
25	13.9676	18.8608	13.0000	40	13.2543	19.5742	13.0000
26	13.8707	18.9577	13.0000	41	13.2324	19.5960	13.0000
27	13.7866	19.0419	13.0000	42	13.2126	9.6158	13.0000
28	13.7134	19.1150	13.0000	43	13.2060	19.6225	13.0000
29	13.6496	19.1788	13.0000	44	13.1890	19.6395	13.0000
30	13.5825	19.2459	13.0000	45	13.1735	19.6550	13.0000
31	13.5347	19.2937	13.0000	46	13.1594	19.6691	13.0000
32	13.4814	19.3470	13.0000	47	13.1465	19.6819	13.0000
33	13.4456	19.3829	13.0000	48	13.1460	19.6825	13.0000
34	13.4027	19.4257	13.0000	49	13.1345	19.6939	13.0000
35	13.3759	19.4525	13.0000	50	13.1240	19.7044	13.0000

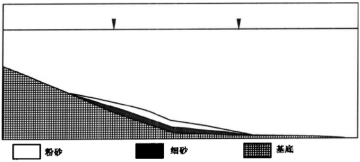


图 7－6　$T=100$ 年时数值模拟计算结果

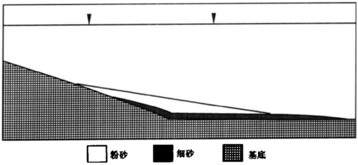


图 7－7　$T=400$ 年时数值模拟计算结果

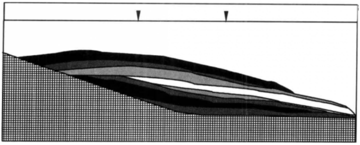


图 7－8　$T=800$ 时数值模拟计算结果

表 7－4　$T=400$ 年时的界面高程、水深和基底高程

断面序号	界面高程(m)	水深(m)	基底高程(m)	断面序号	界面高程(m)	水深(m)	基底高程(m)
1	25.0000	5.0000	25.0000	20	17.6244	12.3756	15.5000
2	24.5000	5.5000	24.5000	21	17.3428	12.6572	15.0000
3	24.0000	6.0000	24.0000	22	17.0947	12.9052	14.5000
4	23.5000	6.5000	23.5000	23	16.8867	13.1133	14.0000
5	23.0000	7.0000	23.0000	24	16.7142	13.2858	13.5000
6	22.5000	7.5000	22.5000	25	16.5691	13.4309	13.0000
7	22.0000	8.0000	22.0000	26	16.2284	13.7715	13.0000
8	21.5000	8.5000	21.5000	27	15.9422	14.0578	13.0000
9	21.0000	9.0000	21.0000	28	15.6925	14.3075	13.0000
10	20.5000	9.5000	20.5000	29	15.4745	14.5255	13.0000
11	20.0000	10.0000	20.0000	30	15.2596	14.7404	13.0000
12	19.5921	10.4079	19.5000	31	15.0699	14.9301	13.0000
13	19.4956	10.5044	19.0000	32	14.8801	15.1199	13.0000
14	19.3176	10.6824	18.5000	33	14.7248	15.2751	13.0000
15	19.0781	10.9219	18.0000	34	14.5775	15.4225	13.0000
16	18.8286	11.1714	17.5000	35	14.4592	15.5407	13.0000
17	18.5344	11.4656	17.0000	36	14.3323	15.6677	13.0000
18	18.2233	11.7767	16.5000	37	14.2314	15.7686	13.0000
19	17.9134	12.0866	16.0000	38	14.1313	15.8687	13.0000

续表

断面序号	界面高程(m)	水深(m)	基底高程(m)	断面序号	界面高程(m)	水深(m)	基底高程(m)
39	14.0309	15.9691	13.0000	45	13.6462	16.3538	13.0000
40	13.9645	16.0354	13.0000	46	13.5878	16.4122	13.0000
41	13.8833	16.1167	13.0000	47	13.5464	16.4536	13.0000
42	13.8108	16.1892	13.0000	48	13.5092	16.4908	13.0000
43	13.7573	16.2427	13.0000	49	13.4759	16.5241	13.0000
44	13.6987	16.3013	13.0000	50	13.4460	16.5539	13.0000

表 7-5　T=800 年时的界面高程、水深和基底高程

断面序号	界面高程(m)	水深(m)	基底高程(m)	断面序号	界面高程(m)	水深(m)	基底高程(m)
1	25.0000	5.0001	25.0000	26	21.8170	8.1831	13.0000
2	24.5000	5.5001	24.5000	27	21.4292	8.5708	13.0000
3	24.1156	5.8844	24.0000	28	21.0019	8.9982	13.0000
4	24.2701	5.7299	23.5000	29	20.6105	9.3869	13.0000
5	24.1916	5.8084	23.0000	30	20.1818	9.8182	13.0000
6	24.3121	5.6879	22.5000	31	19.7884	10.2116	13.0000
7	24.0327	5.9674	22.0000	32	19.2802	10.7169	13.0000
8	24.9250	6.0750	21.5000	33	18.7231	11.2770	13.0000
9	24.2333	5.7667	21.0000	34	18.2385	11.7616	13.0000
10	24.2443	5.7557	20.5000	35	17.8508	12.2492	13.0000
11	23.9236	6.0765	20.0000	36	17.4750	12.5212	13.0000
12	23.9299	6.0702	19.5000	37	17.1683	12.8317	13.0000
13	23.9231	6.0769	19.0000	38	16.8798	13.1202	13.0000
14	23.9231	6.0769	18.5000	39	16.6246	13.3755	13.0000
15	23.8164	6.1837	18.0000	40	16.3895	13.6105	13.0000
16	23.6509	6.3492	17.5000	41	16.1742	13.8259	13.0000
17	23.6506	6.3494	17.0000	42	15.9242	14.0759	13.0000
18	23.4301	6.5699	16.5000	43	15.7129	14.2871	13.0000
19	23.6457	6.3544	16.0000	44	15.5207	14.4793	13.0000
20	23.5582	6.4419	15.5000	45	15.3338	14.6663	13.0000
21	23.0630	6.9370	15.0000	46	15.1709	14.8292	13.0000
22	22.8621	7.1380	14.5000	47	15.0305	14.9695	13.0000
23	22.8568	7.1433	14.0000	48	14.8946	15.1054	13.0000
24	22.5424	7.4577	13.5000	49	14.7774	15.2226	13.0000
25	22.2038	7.7962	13.0000	50	14.6664	15.3337	13.0000

3. 对模拟结果的讨论

如上所述，虽然改进的二维剖面模型作了若干有意义的改进和探索，其计算结果能半定量地反映浊积砂体沉积过程中泥砂颗粒的搬运、沉积和冲刷现象。但是，由于模拟过程中没有涉及作为碎屑颗粒搬运动力的水流流场的严格的模拟计算，而只是定性地以水深愈大水流流速愈小的计算办法考虑水流流速，而且考虑水流流速沿程变化的算式与不可压缩流体的连续性方程不完全一致，即各柱状剖面内流体的流速算式$\left(v=\frac{V}{h}v_0\right)$与反映不可压缩流体运动的连续性方程（$v=v_0h_0/h$，$h_0$ 为入口断面处的水深）不完全一致。而且，改进的模型所引入的沉积发生的最小水深和发生冲刷的最大水深的计算仅考虑了颗粒本身的性质。这样一来，由于作为泥砂颗粒搬运动力的水流流场的不准确，故而，很难保证泥砂的搬运、沉积和冲蚀的计算在定量上的准确性。

另外，该模型把连续的流量过程离散为不连续的流体单元（图 7－9），与自然界中的来水来砂过程可能存在误差。

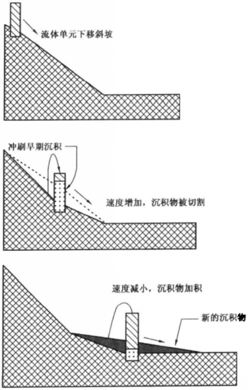


图 7－9　流体单元的布置及释放

由于该模型是剖面的二维模型，若利用这一模型模拟河流入湖或入海形成的浊积砂体沉积，则难以得出浊积砂体沉积的平面几何形态。

三、浊积砂体沉积过程的平面二维数值模拟

浊积砂体沉积过程的平面二维数值模拟的基本控制方程主要由水流连续性方程、水流运动方程、泥砂连续性方程和河床变形方程组成。

水流连续性方程和水流运动方程：

$$\frac{\partial H}{\partial t}=\frac{\partial h}{\partial t}=-\left(\frac{\partial(hu_x)}{\partial x}+\frac{\partial(hu_y)}{\partial y}\right)$$

$$\frac{\partial u_x}{\partial t}+u_x\frac{\partial u_x}{\partial x}+u_y\frac{\partial u_x}{\partial y}+g\frac{\partial H}{\partial x}+g\frac{u_x\sqrt{u_x^2+u_y^2}}{c^2h}=v_t\left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2}\right) \qquad (7-59)$$

$$\frac{\partial u_y}{\partial t}+u_x\frac{\partial u_y}{\partial x}+u_y\frac{\partial u_y}{\partial y}+g\frac{\partial H}{\partial x}+g\frac{u_y\sqrt{u_x^2+u_y^2}}{c^2h}=v_t\left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2}\right)$$

泥砂连续性方程：

$$\frac{\partial s_k}{\partial t}+u_x\frac{\partial s_k}{\partial x}+u_y\frac{\partial s_k}{\partial y}-\varepsilon\left(\frac{\partial^2 s_k}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 s_k}{\partial y^2}\right)=\frac{\alpha\omega}{h}(s_k-s_k^*) \qquad (7-60)$$

河床变形方程由悬移质河床变形方程、推移质河床变形方程和总河床变形方程组成。

悬移质河床变形方程：

$$\rho'\frac{\partial z_{0bk}}{\partial t}=\alpha\omega(s_k-s_k^*) \qquad (7-61)$$

推移质河床变形方程：

$$\rho'\frac{\partial z_{0bk}}{\partial t}+\rho\frac{\partial g_{bxk}}{\partial x}+\frac{\partial g_{bxk}}{\partial y}=0 \qquad (7-62)$$

河床总变形方程：

$$\frac{\partial z_0}{\partial t}=\sum_{k=1}^{N_s}\frac{\partial z_{0sk}}{\partial t}+\sum_{k=1}^{N_b}\frac{\partial z_{0bk}}{\partial y} \qquad (7-63)$$

方程数值的解采用有限元、有限差分、有限体积及 MAC 算法。

1. 平面二维数值模拟软件的检验

为了检验平面二维数值模拟软件的准确性，选用一段由等宽河道、扩散段和湖盆组成的边界进行模拟计算。河道长2000m，宽500m，底坡为1/10000；扩散段长1000m，底坡为1/1000；河道宽度由500m扩展为1500m；湖区为平底，长为7000m，宽为1500m。离散时采用 $dX=dY=100$m 的矩形网格。计算区域如图7-10所示。

泥砂分组粒径及造床质、床砂级配如下：

泥砂分组粒径：　0.05　0.10　0.50　1.00　2.00

造床质级配：　　0.05　0.15　0.30　0.30　0.20

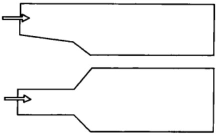


图 7-10　计算区域示意图

床砂级配：　　0.05　0.15　0.30　0.30　0.20

河床糙率：$n=0.02$

模拟对象的来流条件采用“跳过”枯水小流量，只计算洪水流量的办法进行。来水流量 Q_1 在 4000 ~ 10000m^3/s 之间的变化。湖盆下游出口的水位在 18 ~ 20m 之间有规律地变化，以模拟湖退和湖进的变化对沉积体的影响。

计算时将流动区域的中泓线设定在 $j=8$ 的剖面出，各时刻所形成的流场基本上为一主流区在中间、喇叭口扩散段的两侧形成一对旋转方向相反的旋涡区。这一计算结果与流体力学所预期的结果完全相符，由于边界条件的规定，各时刻的流场基本上是一个对称的流场。

随着计算时间的增长，湖盆区的淤积逐渐增加，在下游水深不变时，上游由于沉积物的堆积，水深逐渐减小，流速相应增大。

图 7-11 为计算的流场示意图，沿流向的纵剖面沉积过程示意图如图 7-12 所示，垂直流向的横剖面沉积过程如图 7-13 所示。

从图 7-11 所示的流畅可以看出，所使用的计算软件解决水流流场计算问题的能力是较强的，计算结果是符合自然规律的。图 7-12 及图 7-13 表示沉积过程中只存在的局部冲刷现象，水流运动是泥砂运移、河床冲淤变形的原动力，故流场计算结果的正确与否，是泥砂运移和河床冲淤的关键。流场计算的正确性保证了泥砂搬运沉积过程的正确性。

2. 浊积砂体沉积过程数值模拟

1）参数输入

（1）输入的运行参数：

计算起始时间 $T_0=0$；

计算终止时间 $T_R=20000$ 年；

计算中间结果显示时间间隔 $T_D=50$ 年；

计算的时间步长 $dt=5s$；

计算时步系数 $F_1=1000$；

有效入流时间间隔 $T_e=0.1$ 年；

无入流时间间隔 $T_{idle}=0.1$ 年；

外延时间系数 $F_2=1.0$。

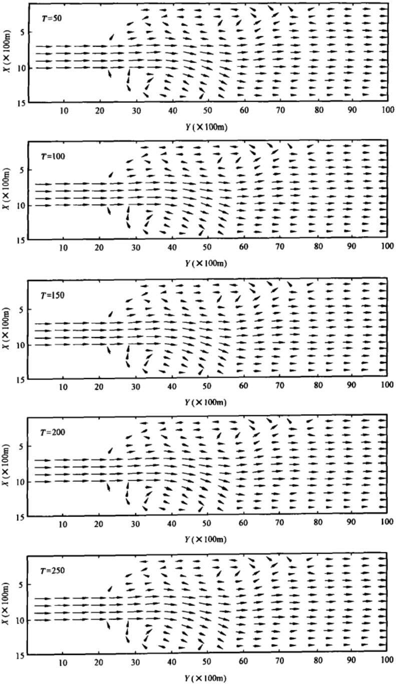


图7-11　计算区域数值模拟各时刻流场图

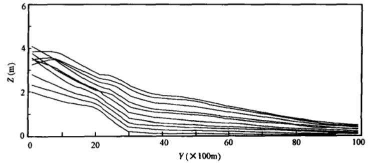


图 7－12　沿流向方向沉积过程纵剖面示意图

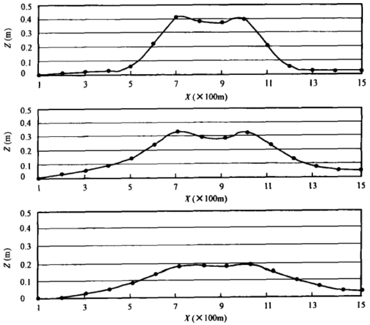


图 7－13　垂直流向方向沉积过程横剖面示意图

(2)流体物性参数：

流体密度 $\rho_1 = 1000.0\mathrm{kg/m^3}$；

湖水密度 $\rho_{ws} = 1027.0\mathrm{kg/m^3}$；

流体粘度 $\mu_1 = 100.0\mathrm{N\cdot s/m^2}$；

流动单元体积 $V = 10000.0\mathrm{m^3}$。

(3)泥沙物性参数如表 7－6 所示。

表 7-6　泥沙物性参数

泥砂组分	S_1	S_2	S_3	S_4	基底
泥砂粒径(mm)	0.45	0.20	0.0	0.05	0.3
泥砂密度(kg/m^3)	2700.0	2700.0	2700.0	2700.0	2700.0
可输运系数	0.200	0.300	0.300	0.200	0.200
滞留比例系数	0.600	0.500	0.400	0.500	0.750

(4)构造运动参数:

构造运动类型:整体隆起或沉降;

构造运动强度:每 1000 年整体隆起或沉降 2~3m。

(5)流量参数过程:

根据研究区的气候特征,结合现代沉积浊积砂体原型考察,将浊积砂体形成过程期间的流量过程概化为洪水、平水、枯水,并与物理模型模拟试验的流量相对应,以过程流量线的方式输入计算程序。

(6)几何参数:

网格长 $D_x = 100.0$m;

总列数 $N = 31$;

总行数 $M = 51$。

(7)原始底形如图 7-14 所示,与物理模拟过程保持一致。

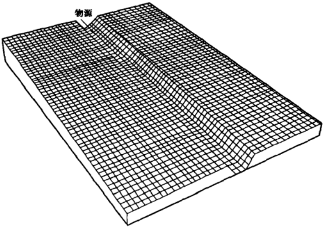


图 7-14　浊积砂体数值模拟原始底形

2)计算结果

图 7-15 为浊积砂体形成过程流场分布图,图 7-16 及图 7-17 为切过试验区 $X = 4.7$km、$Y = 12.5$km 的一条十字剖面的数值模拟计算结果,其中显示了浊积砂体沉积过程中 $T = 5000$ 年及 $T = 10000$ 时的砂体断面分布特征。图 7-18 为浊积砂体形成过程中的 $T = 1000$ 年,$T = 5000$ 年,$T = 10000$ 年,$T = 15000$ 年,$T = 20000$ 年时的边界形态。

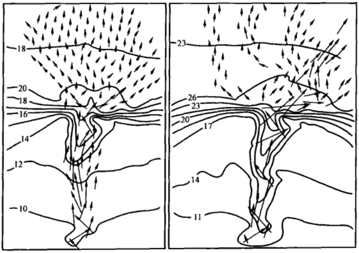


图 7－15　浊积砂体形成过程中的流场分布

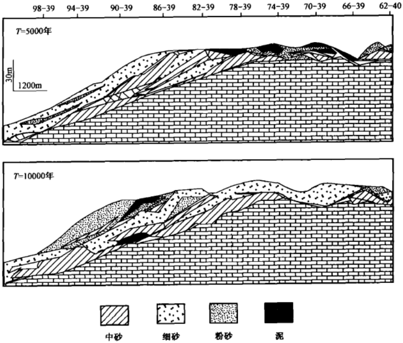


图 7－16　浊积砂体形成过程纵剖面图

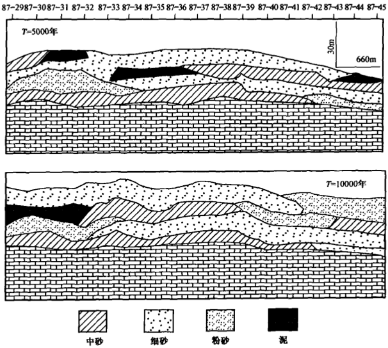


图 7-17　浊积砂体形成过程横剖面图

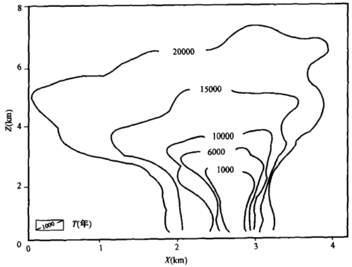


图 7-18　浊积砂体形成过程生长形态

四、浊积砂体形成及分布数值模拟的探讨

1. 关于沉积区域的流场计算

从上述浊积砂体沉积过程平面二维的数值模拟计算过程可知，它的水流运动的基本方程是建立在连续性方程和纳维尔—司托克斯方程基础上的。也就是说，该方法认为作为泥砂颗粒搬运动力的流场是碎屑沉积的重要基础。正是流体的流速的大小，决定了泥砂颗粒的搬运、沉积和冲蚀。然而由于流场的计算十分复杂，加上浊积砂体沉积过程的时间又比较长，所以对流量过程进行了简化。将自然界中的流量过程概化为洪水、平水、枯水过程，用多年平均流量过程线来代替自然界中的流量过程，目的是用来模拟地质沉积过程的长期性。

2. 关于计算中的时间处理

在浊积砂体沉积过程平面二维数值模拟中，关于计算时间的处理，有内外两层循环的时间步长和在流场变化不大的情况下线性外推两类处理方法（图 7－19）。图 7－19 表明：T_R 为计算终止时间，T_e 为有效计算时间，T_{idle}为休闲时间。

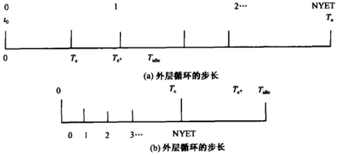


图 7－19　计算时关于内外两层循环的时间步长示意图

在计算程序的编制中，将时间的进程分为内外两层循环。

在外层循环，时间增量 $\Delta t_1 = (T_e + T_{idle}) \times T_f$，用这一时间步长将整个计算时段（$T_R - T_0$）分划成 NYET 各时步，即：

$$\mathrm{NYET} = \frac{(T_R - T_0)}{\Delta t_1} = \frac{(T_R - T_0)}{(T_e + T_{idle}) \times T_f}$$

式中的 T_{idle}为实际计算中跳过的“休闲时间”。这一“休闲时间”的引入，可以模拟沉积过程中不发生沉积和冲蚀的平衡状态，有利于解决浊积砂体沉积过程历时较长的模拟问题。

其内层循环的计算时间步长为：

$$\Delta t = d_t \times T_b$$

式中　T_b——放大系数。

在平面二维的沉积模拟计算里，还使用了处理沉积和冲刷速度稳定的线性外推算法，这也有利于解决沉积过程历时较长的模拟问题。

应该说,在数值模拟计算中“休闲时间”跳跃技术和沉积速度稳定的线性外推算法是很有意义的处理方法,这种处理方法在一定程度上反映了自然条件下碎屑沉积物的沉积和冲刷造床作用大多发生在洪水期,而很少发生在枯水期这一规律。

第四节　主要认识

本章研究的数值模拟遵循以下特点:控制模拟、不可反演性、边界条件、简化过程中兼顾原型特征和计算能力。采用平面二维泥砂运动数学模型,用数值方法求解方程组得到水流和泥砂各运动要素沿水深的平均值和河宽程与沿河湖宽度两个方向的变化情况。对于不可压缩流体,这一模型主要由水流连续性方程、水流运动方程、泥砂连续性方程和河床变形方程组成。

在研究碎屑砂体沉积过程的数学模型的分类时,总结不同分类方法,将其分为:(1)耦合解恒定饱和输砂模型;(2)耦合解恒定非饱和输砂模型;(3)非耦合解恒定饱和输砂模型;(4)非耦合解恒定非饱和输砂模型;(5)耦合解非恒定饱和输砂模型。一般碎屑砂体形成过程的数学模型为计算方便,多采用非耦合的恒定流解。所以主要介绍了碎屑砂体形成过程中常用的非耦合解恒定饱和输砂模型及非耦合解恒定非饱和输砂模型。

在研究洪水浊积砂体形成及分布数值模拟研究时,首先介绍了二维剖面的数值模拟的计算方法和计算结果,从以上论述和计算结果可以看出,二维剖面数值模拟可以进行各种简单的沉积模拟试验,它可以用来模拟湖平面的升降、地壳的沉降。模拟的结果可以产生浊积砂体的形态沉积,这一“浊积砂体”沉积逐渐向深水区发育,形成一系列“前积层”,而且当“三角形”朝前发展时,前积层的倾角也逐渐变陡。这在一定程度上反映出了自然界所发生的沉积过程的某些规律,在计算机上重现了自然沉积过程的某些现象。但在二维剖面数值模拟中,没有流场的计算,计算中所用的沉积物总量、柱状剖面水深、平衡水深、沉积物的厚度等都不能严格说是实际的物理量,沉积物搬运距离也没有严格的定量概念。所以考虑其缺点,从以下五点进行了改进:(1)初步考虑了流体水平位移速度;(2)沉积物的沉积取决于水流速度和沉积物颗粒的沉降速度;(3)增加了关于沉积物冲蚀的详细计算;(4)增加了水下重力流的计算;(5)增加了压实作用的计算。改进后的模型能半定量地反映浊积砂体沉积过程中泥砂颗粒的搬运、沉积和冲刷现象。

最后具体研究了浊积砂体沉积过程的平面二维数值模拟方法,其基本控制方程主要由水流连续性方程、水流运动方程、泥砂连续性方程和河床变形方程组成,并对浊积砂体形成及分布的数值模拟进行了探讨。模拟结果表明:所使用的计算软件解决水流流场计算问题的能力是较强的,计算结果是符合自然规律的。沉积过程中存在的局部冲刷现象,水流运动是泥砂运移、河床冲淤变形的原动力,故流场计算结果的正确与否,是泥砂运移和河床冲淤的关键,流场计算的正确性保证了泥砂搬运沉积过程的正确性。还使用了处理沉积和冲刷速度稳定的线性外推算法,这也有利于解决沉积过程历时较长的模拟问题。

参 考 文 献

于兴河,李剑峰.1996. 碎屑岩系储层地质建模及计算机模拟. 北京:地质出版社,27~44

王新洲等.1996. 石油成因与排油物理模拟. 东营:石油大学出版社,326~392

中国科学院地理研究所等.1985. 长江中下游河道特性及其演变. 北京:科学出版社,78~82

中国科学院地理研究所渭河研究组.1983. 渭河下游河流地貌. 北京:科学出版社,230~236

中国海洋湖沼学会海岸河流学会编.1985. 海岸河口区动力地貌沉积过程. 北京:科学出版社,63~69

尹学良.1965. 弯曲性河流形成原因及造床实验初步研究. 地理学报,4:115~126

尹学良.1965. 弯曲性河流形成原因及造床试验初步研究. 地理学报,31(4):287~303

石广仁,李阿梅,张庆春.1997. 盆地模拟技术新进展(一)——国内外发展状况. 石油勘探与开发,3:9~13

刘忠保,曹耀华,张春生,赖志云.1994. 定床变弯度曲流河边滩的水槽模拟实验. 江汉石油学院学报,16(4):114~121

齐朴.1982. 黄河高含沙量洪水的输移特性及其河床形成. 水利学报,8:34~43

李义天,谢鉴衡.1986. 冲积平原河道平面流动的数值模拟. 水利学报,11:56~68

李泰明.1989. 石油地质过程定量研究概论. 东营:石油大学出版社,119~132

张书农,华国祥.1985. 河流动力学. 北京:水利电力出版社,178~193

张春生,刘忠保.1997. 现代河湖沉积与模拟实验. 北京:地质出版社,56~62,200~233

张春生,刘忠保,施冬等.2000. 碎屑物理模拟研究的理论与方法. 石油与天然气地质,21(4):300~303

张春生,刘忠保,曹跃华等.1995. 歧北凹陷舌状砂体沉积模拟实验. 石油与天然气地质,16(2):178~184

张春生.1995. 歧北凹陷舌状砂体沉积模拟实验. 石油与天然气地质,16(2):178~184

武汉水利电力学院.1981. 河流泥沙工程学. 北京:水利电力出版社,262~268

林克湘,张昌民,雷卡军,刘怀波著.1995. 地面—地下对比建立储层精细地质模型. 北京:石油工业出版社,186~201

金德生.1989. 关于流水动力地貌及其实验模拟问题. 地理学报,44(2):224~251

赵霞飞.1992. 动力沉积学与陆相沉积,北京:科学出版社,166~204

闻国年.1991. 长江中游湖盆扇三角洲的形成与演变及地貌的再现与模拟. 北京:测绘出版社,1~215

钱宁,万兆惠.1983. 泥砂运动力学. 北京:科学出版社,140~165

钱宁.1985. 关于河流分类及成因问题的讨论,地理学报,40(1):125~134

钱宁,张仁,周志德.1989. 河床演变学. 北京:科学出版社,341~347,426~429

钱宁,周文浩,洪柔嘉.1961. 黄河下游游荡性河道的特性及其成因分析. 地理学报,27(4):1~27

黄镇国,李平日,张仲英等.1982. 珠江三角洲形成发育演变. 广州:科学普及出版社广州分社,36~39

曹跃华,张春生,刘忠保等.1996. 长江现代沉积研究. 地质论评,42:137~148

薛培华.1991. 河流点坝相储层模式概论. 北京:石油工业出版社,239~243

Allen J R L & Leeder M R. 1980. Criteria for the instability of upper-stage plane beds. Sedimentology. 27:209~218

Allen J R L. 1968. Current Ripples, North-Holland, Amsterdam, 433~434

Allen J R L. 1968. Current Ripples: Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 433~465

Allen J R L. 1965. Fining upwards cycles in alluvial successions. Geol., 4:229~246

Allen J R L. 1984. Parallel lamination developed from upper-stage plane beds: a model on the larger coherent structures of the turbulent boundary layer. Sediment, Geol., 39:227~242

Allen J R L. 1964. Primary Current Lineation in the Lower Old Red Sandstone (Devonian), Anglo - Welsh Basin. Sedimentology, 1 (3) :89 ~ 108

Allen J R L. 1982. Sedimentary Structures. Elsevier, Amsterdam, 75 ~ 135

Allen J R L. 1979. Studies in Fluvial sedimentation: bars, bar complexes and Sandstone sheets (low - sinuosity braided streams), in the Brown - stone. Welsh Borders, Sedimentary geology, 33 :237 ~ 293

Allen J R L. 1963. The Classification of Cross - Stratified Units With Notes on Their Origin. Sedimentology, 1 (2) :93 ~ 114

Allen R L. 1965. Fining upwards cycles in alluvial successions. Geol. , 4 :229 ~ 246

Ashley et al. 1982. Deposition of Climbing - ripple beds: a flume simulation. Sedimentology, 29 :67 ~ 79

Bagnold R A. 1966. An Approach to the Sediment Transport Problem from General Physics. U. S. , Geol. Survey Prof. Paper, 422 - I :37 ~ 38

Bagnold R A. 1954. Experiments on a Gravity - free Dispersion of Water Flow. Proc. Roy. Soc. London, Ser. A. , 1 : 225 ~ 233

Baridge J S and Mackey S D. 1993. A theoretical study of fluvial sandstone body dimensions. Spec. publs. Int. Ass. Sediment, 15 :213 ~ 236

Bates C C. 1953. Rational Theory of Delta Formation. Am, Assoc. Petroleum, Geol. Bull, 37 :2119 ~ 2162

Bates C C. 1953. Rational Theory of Delta Formation, Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. , 37(9) :2119 ~ 2162

Best J L. 1988. Sediment transport and bed morphology at river channel confluences. Sedimentology, 35 :481 ~ 498

Bluck B J. 1971. Sedimentation in the Meandering River Endrick, Scott. Geol. , 7 :93 ~ 138

Boguchwal L A and Southard J B. 1990. Bed Configurations in Steady Unidirectional Water Flows, Part. 1, Scale Model Study Using Fine Sands. Sed. Petrology, 60(5) :649 ~ 657

Boguchwal L A. 1977. Dynamic Scale Modeling of Bed Configurations (unpub. Ph. D. thesis): Cambridge, Mass. Inst. Technol. Dept. Earth Plan. Sci. , 149 ~ 150

Bonham - Carter G and Sutherland A J. 1968. Mathematical Model and FORTRAN IV Program for Computer Simulation of Deltaic Sedimentation, Computer Contribution No. 24, Kansas Geological Survey, Lawrence, Kansas, 56 ~ 79

Bridge J S Best J L. 1988. Flow Sediment transport and bed - form dynamics over the transition from dunes to upper ~ stage plane beds: implications for the formation of planar Laminae. Sedimentology, 5 :753 ~ 763

Bridge J S. 1981. Hydraulic Interpretation of Grain - Size Distributions Using a Physical Model for Bed-load Transport, Sed. Petrology, 51 :1109 ~ 1124

Bridge J S. 1985. Paleo - channels patterns inferred from alluvial deposits: Acritical evaluation, Sedi. Petrol. 55(4) : 579 ~ 589

Bridge J S and Jarvis J. 1976. Flow and Sedimentary Processes in the Meandering River South Esk, Glen Clova, Scotland, Earth Surface Processes, 1 :303 ~ 306

Brook K A W. 1965. The Classification of Cross - Stratified Units. Comment on a Paper by Allen, J. R. L. , Sedimentology, 65(3) :2479 ~ 254

Bryant J D and Fint S S. 1993. Quantitative clastic reservoir geological modeling: problem sand perspective, Spec. publs. Int. Ass. Sediment, 15 :315 ~ 323

Buneman O et al. 1980. Principles and capabilities of 3 - D, E ~ M particle simulations, Jour. Computational Physics, 38 :1 ~ 44

Carlston C W. 1965. The Relation of Free Meander Geometry to Stream Discharge and Its Geomorphic Implications,

Amer. Sci. ,263:864 ~ 885

Cheel R J & Middleton G V. 1986. Measurement of Small – Scale laminae in sand – sized sediments. sedim. Petrol. , 56:547 ~ 549

Cheng R T. 1983. Euler – Lagrangian Computations in Estuarine Hydrodynamics. In:Taylor C,Johnson J A and Smith R eds. Proceedings of the Third International Conference on Numerical Methods in Laminar and Turbulent Flow. Pineridge Press,341 ~ 352

Colby B R. 1964. Practical computations of bed-material discharge,Jour. Hydraulics Division,Am. Soc. Civil Engrs. , 90 ~ 122

Coleman J M. 1969. Brahmaputra River: Channel Processes and Sedimentation, Sedimentary, Geology, 3 (2/3): 129 ~ 139

Coleman J M and Wright L D. 1973. Modern River Deltas:Variability of Processes and Sand Bodies,In Deltas,Models for Exploration (ed. by Broussard,M. L.) ,Houston Geol. Soc. ,Houston Texa,99 ~ 149

Coleman N L A. 1967. Theoretical and Experimental Study of Drag and Lift Forces Acting on a Sphere Resting on a hypothetical Stream Bed,Porc. 12th Congr. Int . Assoc. Hyd. Res. ,3:185 ~ 192

Collinson J D, Lewin J. 1983. Modern and ancient fluvial systems: an introduction, Spec, publs. Int. Ass. Sediment, 6:1 ~ 2

Costello W R,Southard J B. 1981. Flume experiments on Low ~ flow ~ regime bed forms in coarse sand,sediment,Petrol. ,51:849 ~ 864

Crowley K D. 1983. Large – Scale Bed Configurations (Macro – forms),Platte River Basin,Colorado and Nebraska: Primary Structures and Formative Processes,Bull. Ged. Soc. Amer. ,94:117 ~ 133

Dalrymple R W. 1977. Sediment Dynamics of Macro – tidal Sand Bars,Bay of Fundy,Ph. D. Thesis,McMaster Univ. , Hamilton,Ont. ,630 ~ 631

Deacon G F. 1894. Discussion of Estuaries by Partiotz,H. L. ,Institution Civil Engineers(London)Proc. 118:47 ~ 189

Delft Hydraulic Laboratory. 1962. Demarara Coasal Investigation,Hyd. Lad. ,Delft,the Netherlands, 240 ~ 245

Dietrich W E,Smith J D and Dunne T. 1978. Flow and Sediment Transport in A Sand Bedded Meander,Geology,87: 305 ~ 315

Doeglas D J. 1962. The structure of sedimentary deposits of braided rivers,Sedimentology,1:167 ~ 190

Dolan R,Howard A & Trimble B. 1978. Structural control of the rapids and pools of the Colorado river in the Grand Canyon. Science,202:629 ~ 631

Dreyer T. 1993. Geometry and facies of large – scale flow units in fluvial – dominated fan – delta – front sequences,in Ashton :Advance in Reservoir Geology,135 ~ 179

Einstein H A. 1950. The Bed – load Function for Sediment Transportation in open channel Flows. U. S. Dept. Agriculture Tech. Bull. ,1026:70 ~ 73

England W A,Mackenzie A S,Mann D M and Quigley T M. 1987. The Movement and Entrapment of Petroleum Fluids in the Subsurface:Journal of the Geological Society,London,144:327 ~ 347

Fisk H N. 1951. Mississippi River Valley Geology Relation to River Regime,roc. ,ASCE,77(80):1 ~ 16

Francis J R D. 1973. Experiments on the Motion of Solitary Grains Along the Bed of a Water – Stream,Proc. Roy. Soc. London,Ser. A. ,332:443 ~ 471

Fraser G S,Fishbaugh D A. 1990. Sedimentary structures of the late Wisconsian terraces along the Wabash river,Great lake section spec. paper,Sor. Fcon. ,petrol. Mineral Field Trip Guidebook,59 ~ 78

Friedman G M. 1961. Distinction Between Dune Beach and River Sands from textural Characteristics, Sed. Petrology, 31:514 ~ 529

Fryberger S G and Schenk C. 1981. Sedimentology. ,28:805 ~ 821

Galloway O. 1986. Reservoir facies architecture of micro - tidal barrier system. AAPG,70:321 ~ 332

Geehan G and Underwood J. 1993. The use of length distribution in geological modeling, Spec. publs. Int. Ass. Sediment, 15:205 ~ 212

Gilbert G K. 1914. The Transportation of Debris by Running Water. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 86:263 ~ 267

Harbaugh J W and Bonham-Carter G. 1970. Computer Simulation in Geology. Wiley Inter - science, New York, 575 ~ 586

Harlow F H. 1964. The particle in cell computer method for fluid dynamics, in B. Alder, ed. , Computational Physics, Academic Press, New York, 3:319 ~ 343

Harlow F H. 1964. The Particle in Cell Computer Method for Fluid Dynamics. In: B. Alder, ed. Computational Physics. Academic Press, New York, 3:319 ~ 343

Harms J C, Mackenzie B B and Mccubbin D G. 1963. Stratification in Modern Sands of the Red River, Louisiana, Geol. ,71:566 ~ 580

Hickin E J. 1974. The development of meanders in natural river - channels, Am. Sci. ,274:414 ~ 424

Hickin E J. 1978. Mean Flow Structure in Meanders of the Squamish River, British Columbia, Can. Earth Sci. , 15: 1833 ~ 1849

Hill H M. 1966. Bed Forms due to a Fluid Stream, Hyd. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Engrs. ,92:127 ~ 143

Hockney R W and Eastwood J W. 1981. Computer Simulation Using Particles, McGraw - Hill, New York, 523 ~ 525

Hooke R, LE B. 1968. Model geology: prototype and laboratory streams: discussion. Bull. Geol. Soc. Am. ,79:391 ~ 394

Hooke R L. 1975. Distribution of Sediment Transport and Shear Stress in A Meander Bend, Geology, 83:543 ~ 565

Howell J A and S S Flint. 1996. A Model for High Resolution Sequence Stratigraphy within Extensional Basins. In: J A Howell and J F Aitken eds. High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. Geologycal Society Special Pub - lication 104, 129 ~ 137

Jackson G. 1975. Velocity bed - form - texture Patterns of Meander Bends in the Lower Wabash River of Illinois and Indiana, Geological Society of America Bulletin, 86:1511 ~ 1522

Jopling A V. 1964. Interpreting the concept of the sedimentation unit, sedim. petrol. ,34:165 ~ 172

Kalinske A A. 1987. Movement of sediment as bed load in rivers, Trans. Am. Geophys, Union, 28:615 ~ 620

Kennedy J F. 1969. The Formation of Sediment Ripples, Dunes and Antidunes, Annual Re - view of Fluid Mechanics, 1:147 ~ 168

Kennedy J F. 1963. The Mechanics of Dune and Antidunes in Erodible - bed channels, Flu. Mech, 16:521 ~ 544

Krumbein W C. 1942. Settling Velocity and Flume - Behavior of Non - Spherical Particles, Amer. Geophys Union Trans. ,23:612 ~ 632

Kuiper E. 1960. Sediment Transport and Delta Formation, Hyd. Div. proc. ASCE, 86 (HY2):55 ~ 68

Lane E W and Carlson E J. 1953. Some Factors Affecting Stability of Canals Constructed in Coarse Granular Materials. Proc. Minnesota Internet. Hydraulics convention, Joint Meeting of the International Association for Hydraulics Research and Hydraulics Division, Am. Soc. Of Civil Engrs. ,37 ~ 39

Lane E W. 1955. Design of Stable Channels, Amer. Sor . Civ. Engrs. Trans. ,120:1234 ~ 1260

Lane E W. and Carlson E J. 1953. Some factors affecting stability of canals constructed in coarse granular materials, Proc. Minnesota Internet. Hydraulics convention, Joint Meeting of the International Association for Hydraulics Re-

search and Hydraulics Division, Am. Soc. of Civil Engrs. ,37 ~ 39

Laursen E M. 1956. The Application of Sediment Transport Mechanics to Stable Channel Design. Jour. Hydraulics Division, Am. Soc. Civil Engrs,82 ~ 86

Laursen E M. 1958. The Total Sediment Load of Streams. Am. Soc. Civil Engrs. ,84:1530 ~ 1531

Leeder M R. 1983. On the Interaction Between Turbulent Flow, Sediment Transport and Bed – form Mechanics in Channelized Flows In: J. D. Collinson and J. Lewin (Eds.), Modern and Ancient Fluvial Systems, Spec. pubis. Int. Ass. Sediment, Blackwell, London, 6:5 ~ 18

Leeder M R and Brieges P H. 1975. Flow Separation in Meander Bends, Nature, 253:338 ~ 339

Leopold J B and Wolman M G. 1957. River Channel Patterns: Braided Meandering and Straight, U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 282 ~ B:85 ~ 89

Leopold L B, Bagnold R A, Wolman M G and Brush L M Jr. 1960. Flow Resistance in Sinuous or Irregular Channels, U. S. Geology Survey, prof. Paper 282 ~ D, 111 ~ 144

Luque R F. 1974. Erosin and Transport of Bed – Load Sediment, Ph. D. Thesis, Technical Hi – ghschool, Delft, Holland, Kvips. Repro. B. V. , Meppel, 65 ~ 69

Manning R. 1890. Flow of Water in Open Channels and Pipes. Trans. Inst. Civil Engrs. ,20 ~ 26

Max W I M van Heijst, George Postma, Wessel P. van Kesteren. 1986. Control of Syndepositional Faulting on Systems Tract Evolution across Growth-faulted Shelf Margina: An Analog Experimental Model of the Miocene Imo River field. Nigeria AAPG, 1335 ~ 1367

McClay K R, T Dooley and G Lweis. 1998. Analog Modeling of Progradational Delta Systems. Geology, 26:771 ~ 774

Mcgowen J H and Garner L E. 1970. Physiographic Features and Stratification Types of Coarse – grained Point Bars: Modern and Ancient Examples, Sedimentology, 14:77 ~ 111

Mckee E D et al. 1971. Geological Society of America Bulletin, 82:359 ~ 378

Meyer-Peter E and Muller R. 1948. Formulas for bed – load transport, Proceedings, Third Meeting of Intern. Assoc. Hydr. Res. , Stockholm, 39 ~ 64

Miall A D. 1985. Architectural – element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth – Science Reviews, 22:232 ~ 238

Miall A D. 1988. Architecture elements and bounding surfaces in deposits: anatomy of the Kayenta formation (lower Jurassic), Southwest Colorado, Sedimentary Geology, 55:233 ~ 262

Middleton G V. 1976. Hydraulic Interpretation of Sand Size Distributions, Geol. ,84:405 ~ 426

Moody – Stuart M. 1966. High and Low – Sinuousity Stream Deposits with Examples from the Devonian of Spitsbergen, Sed. Petrology, 36:1102 ~ 1117

Mosley M P. 1976. An experimental study of channel confluences. Geol. ,84:535 ~ 562

Moss A J. 1972. Bed – load Sediments, Sedimentology, 18(3/4):159 ~ 219

Nanson G C. 1990. Point bar and floodplain formation of the meandering Beat – ton River, northeastern British Columbia Canada. Sedimentology, 37:3 ~ 29

Nkayama K and Lerche I. 1987. Basin Analysis By Model Simulation: Effects of Geologic Parameters on 1-D and 2-D Fluid Flow Systems with Application to an Oil Field: Gulf Coast Association of Geological Societies Transaction, 37: 175 ~ 184

Patankar S V, Basu D K, Alpay S A. 1997. Prediction of Three – Dimensional Velocity Field of a Deflected Jet. J. of Fluids Engg. , Trans. ASME, 758 ~ 762

Postma H. 1967. Sediment Transport and Sedimentation in the Estuarine Environment in Estuaries, G. H. Lauff (ed.), pub. No. 83, Amer. Assoc. for the Advancement of Science, 158 ~ 179

Potter C J and Petti John F J. 1963. Paleo – currents and Basin Analysis, Academic Press, New York, 296 ~ 304

Prandtl L. 1930. Ergebnisse der Aerodynamischen Versuchsanstalt zu Goettingen, Oldenburg, R. , Munich and Berlin, 32 ~ 35

Rathbun R E et al. 1969. Response of laboratory alluvial channel to changes of hydraulic and sediment transport variables, Geological survey Professional paper.

Raudkivi A J. 1963. Study of Sediment Ripple Formation. Amer, Soc. Civ. Engrs. Proc. , 89 : 15 ~ 34

Rust B R. 1981. Sedimentation in an arid – zone anastomosing fluvial systems: Cooper' s Creek, Central Austrialia. Jour. Sed. Petro . , 51 : 745 ~ 755

Sangree J B and Widmier J M. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes in Sea Level, Part 9 : Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies. In: Payton C E ed. Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. Am. Assoc. , Petroleum Geol. Mem. 26, Tulsa, Oklahoma, 231 ~ 265

Saunderson H C, Lockett F P J. 1983. Flume experiments on bed-forms and structures at the dune-plane bed transition. Spec. Publs. Int. Ass. Sedimentology, 6 : 49 ~ 58

Saxena R S. 1976. Modern Mississippi Delta – Depositional Environments and Processes: A Guidebook Prepared for the Am. Assoc. Petroleum Geol. Soc. Econ Paleontologists and Mineralogists Field Trip – Mississippi Delta Flight, Am. Assoc. Petroleum Geol. , 125 ~ 126

Schumm S A. 1971. Fluvial Geomorphology: Channel Adjustment and River Metamorphasis in River Mechanics ed. by Shen, H. W. , 1 : 22 ~ 25

Schumm S A, Khan H R. 1972. Experimental study of channel pattern, Bull. Geol. Soc. Am. 83 : 1755 ~ 1770

Schumm S A. 1977. The Fluvial System, Wiley ~ Inter ~ science, N. Y. , 338 ~ 363

Scott N. 1986. Modern vs. Ancient Braided Stream Deposits: A Comparison between Simulated Sedimentary Deposits and the Ivishak Formation of the Prudhoe Bay Field, Alaska, Thesis, M. S. , Department of Applied Earth Sciences, Stanford University, 322 ~ 329

Selley R C. 1979. Studies of Sequence in Sediments Using a Simple Mathematical Device, Geol. Soc. London, 125 : 557 ~ 581

Sheldon P G. 1928. Some Sedimentation Conditions in Middle Portage Rocks, Amer. Jour. Sci. , 15 : 243 ~ 252

Simons D B, Richardson E V, Nordin C F. 1965. Sedimentary structures generated by flow in fluvial channels, In: Middleton, G. V. ed. , primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, Soc. Eocn. Paleontologists Mineralogists Spec. publ. , 12 : 34 ~ 52

Simons D B, Richardson E V. 1961. Forms of bed roughness in alluvial channels, Am. Soc. Civ. , Engrs. , 387 : 87 ~ 105

Simons D B and Richardson E V. 1961. Resistance to Flow in Alluvial Channels, Amer. Soc. Civ. Engrs. Trans. , 127 : 927 ~ 954

Smith D G. 1983. Anastomosed fluvial deposits: modern examples from western Canada, Spec. publs. Int. ASS. Sed. , 6 : 155 ~ 168

Smith D G, Putnam P E. 1980. Anastomosed river deposits: modern and ancient examples in Alberta, Canada, Can. Earth Sci. , 17 : 1396 ~ 1406

Smith D G, Smith N D. 1980. Sedimentation in anastomosed river system examples from alluvial valleys near Banff, Alberta, Sed. Petrol. , 50(1) : 157 ~ 164

Southard J B. 1971. Representation of bed configurations in depth – velocity – size diagrams, sediment. Petrol, 41: 903 ~ 915

Southard J B and Boguchwal L A. 1973. Bed Configurations in Steady Unidirectional Water Flows, part 2, Synthesis of Flume Data, Sed., Petrology, 60(5): 658 ~ 679

Tetzlaff D M and J W Harbaugh. 1985. Computer Mapping of Seismic Reflectors in the Coastal Region of the National Petroleum Reserve in Alaska, Math. Geol. 17: 445 ~ 480

Trowbridge A C. 1930. Building of Mississippi delta, Am. Assoc. petroleum, Geol. Bull, 14: 867 ~ 901

Vanoni V A and Nomicos G N. 1960. Resistance Properties of Sediment – laden Streams. Trans. Am. Soc. Civil Engrs., 125: 1140 ~ 1143

Visher'G S. 1969. Grain Size Distributions and Depositional Processes, Sed. Petrology, 39: 1074 ~ 1106

Williams G E. 1971. Flood Deposits of the Sand – Bed Ephemeral Streams of Central Australia, Sedimentology, 17(1): 1 ~ 40

Williams P F and Rust B R. 1969. The Sedimentology of a Braided River, Sed. Petrology. 39: 649 ~ 679

Willians G P. 1967. Flume experiments of the transport of coarse sand, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 562 ~ B, 1 ~ 27

Yalin M S and Karahan E. 1979. Steepness of sedimentary Dunes, Hyd. Div., proc. Amer. Soc, Civ. Engrs., 105(4): 381 ~ 392

Yalin M S. 1972. Mechanics of Sediment Transport, Pergamon, Oxford, 154 ~ 161

Yukler M A, Cornford C and Welte D H. 1978. One – Dimensional Model to Simulate Geologic, Hydrodynamic and Thermodynamic Development of a Sedimentary Basin, Geol., 67: 960 ~ 979